

岩石礦物礦床學

第六卷第二號

昭和六年八月一日

研究報文

駒ヶ岳火山岩中の斑狀斜長石の研究

理學博士 神 津 俣 祐

理學士 渡 邊 新 六

浮石或は玻璃質岩石の研究は、岩漿の冷却及結晶作用の經過を知る上に於て、極めて重要なこととなりとは、筆者の一人 (S. K.¹⁾) の屢々論述せる所なり。昭和四年六月大爆發をなせる北海道駒ヶ岳の噴出せる多量の浮石も、この意味にて岩石學上特に注意すべきものなり。加之駒ヶ岳の爆發當時の狀況等につきては、多數の信頼し得べき觀察記事あり、噴火の實際とその噴出岩の化學岩石學的性質との關係を攻究するには誠に好資料たり。當教室にては駒ヶ岳の爆發並びにその噴出岩につきて種々の方面より着々研究を進めつゝあるが、茲には其噴出せる浮石中の斑狀斜長石につきて研究せる

- 1) 神津俣祐, 渡邊萬次郎, 赤岡純一郎, 地質學雜誌, 第廿六卷第三百五號, 57~83.
神津俣祐, 門倉三能, 地球, 第七卷第五號, 374~386.
神津俣祐, 地球, 第九卷第四號, 247~264.
S. Kôzu, Tohoku Sci. Reports, Ser. III, Vol. III, No. 3, 225~238, 1929.
神津俣祐, 岩石礦物礦床學, 第三卷第一號, 1~11.
神津俣祐, 瀬戸國勝, 岩石礦物礦床學, 第五卷第六號, 255~264.

所を報告すべし。

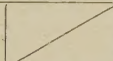
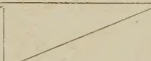
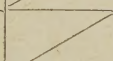
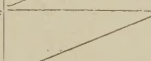
但しこゝに述ぶる所は顯微鏡的觀察のみにして、斜長石の化學成分を定むるには經緯鏡臺(Universal stage)を使用し、主として彈性軸 X, Y, Z に對する雙晶軸の位置を求め、同時にその成分を決定する方法を取り、測定に疑問ある時は Rerek の所謂 Charakteristische Auslöschung¹⁾の方法を用ひて 2V の値を求め之を確めたり。されどこの火山岩中の斜長石には、累帶構造著しく發達し、その累帶の狀は單に一個の核を包みて外方に順序よく發達せるが如き單純なるものなきにあらざれども、多くは極めて複雑なる構造を呈せり。故に斜長石の成分決定に當りても、10% An 或はそれ以上の差異を示すことあり。時に又異なる他の方法にて求めたる成分の、互に甚しく相違せることあり、或は又既に知られたる斜長石の性質を以ては説明し得られざる結果を得たるものもあり、此等のものにつきては更に將來の研究を期し、こゝには比較的疑問を伴はざりし測定の結果を掲げて、此等斜長石の性質を論ぜんとす。

赤井川浮石中の斜長石

赤井川浮石中の斜長石の中、その構造比較的單純なるものを選びて測定せる結果は第壹表に掲げたり。構造單純なりと云ふも、何れも累帶構造を伴ひ、複雑なる波狀消光を呈する部分少なからず。殊に實驗 44. (Fig. 1) の 5~6, 實驗 53. (Fig. 2) の 5~6 及實驗 55. (Fig. 4) の如きは甚だ小形の結晶なる故、その測定は充分確實なるを得ず。就中實驗 55. (Fig. 4) に於ては X, Y, Z, に對して得られたる雙晶軸の位置は、既にこれまでに認められたる斜長石の何れの式の雙晶のものにも相應せず、且つその光軸角も 50° 或は 55° にして、これ又如何なる成分の斜長石の光軸角にも相當せざるものな

1) Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden, 91, 1924.

第 壹 表

實驗 番號	附圖 番號	圖中 番號	雙 晶	%An (雙晶法 = ヨル)	2V	%An (2 V = ヨル)	%An 平均成分
44	1	1 2	(010)	75-76 77-78	77
		3 4	[001]	65-68 68	66.5
		5 6	?	40-60? 64-77?	68°?	?	50? 70.5?
53	2	1 2	$\frac{\perp [001]}{(010)}$	60-65 63	62.7
		3	(010)(:1)※	58-60	74°	54	57
		4	(010)(:2)	60	60
		2'	92°	70	70
		5 6	$\frac{\perp [100]}{(010)}$?	45? 35? 80° 46	42?
2' は 2 の中にある數條の累帶なり。							
54	3	1 2	(010)	65-78 76-82	75
55	4	1 2			50°	?	?
		3 4			55°	?	
5	5	1 2	(001)	60-63 59-61	90° 78°	68 58	67
59	6	1 2	$\frac{\perp [010]}{(100)}$?	63-65 63-67	82° 74°	62 54	62
61	7	1 2	(010)	60 65-67	78°	63	64

※ 3 と 1 との雙晶關係を示す。

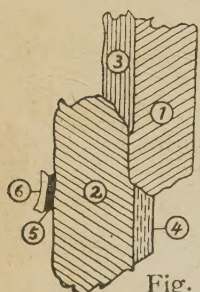


Fig. 1

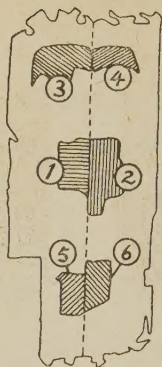


Fig. 2

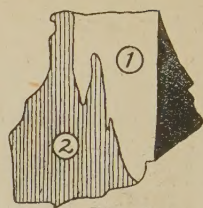


Fig. 3

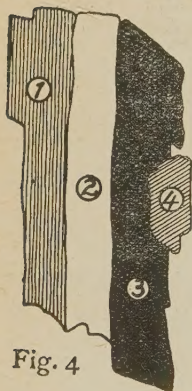


Fig. 4

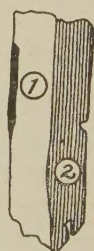


Fig. 6

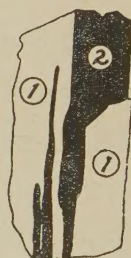


Fig. 5

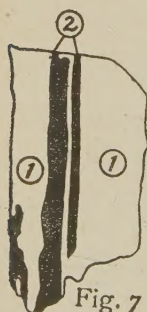


Fig. 7

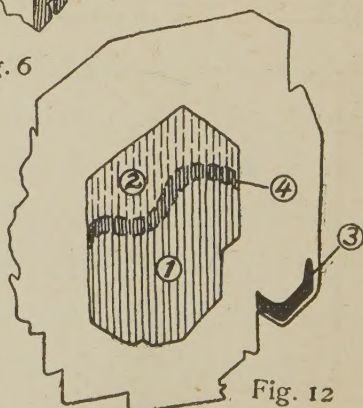


Fig. 12

Fig. 8

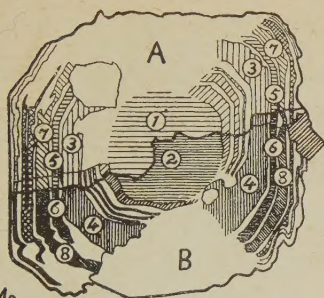


Fig. 9

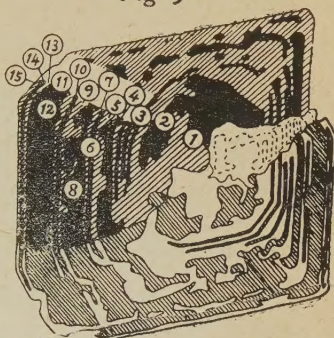


Fig. 10

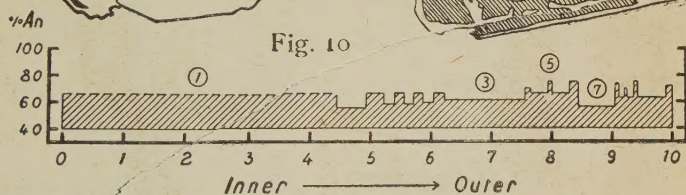


Fig. 11

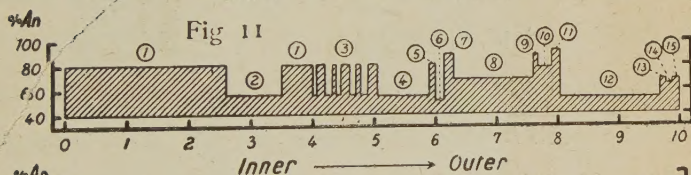
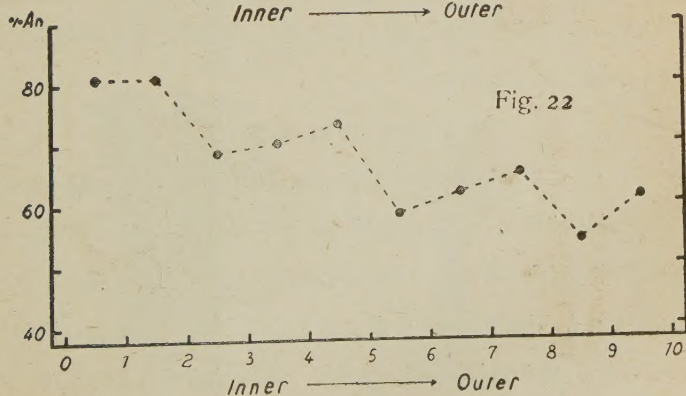


Fig. 22



り。斯く小形の斜長石につきて疑問の結果を得たるもの尙他に 5, 6 個あり。こは測定の不良のみに歸し得ざるが如く、吾等は將來この點につきても明瞭なる解決を得んことを望むものなり。今此等不確實なるものを除外する時は、此等の浮石中の斜長石の成分は津屋氏の決定せられたる浮石中の斜長石 69% An なる値とほぼ一致すと云ひ得べし。即ち疑問符を附せるものを除きて、第壹表中の平均成分を更に平均する時は 66.1% An となる。然れども此の方法にて斜長石成分の平均値を求むるは適當と云ふべからず。如何となれば、かくして得たる値は、單に各個體の成分或は各帶の成分を示す數字の平均を取れるのみにして、其占むる容積に對しては何等考慮を加へたる者にあらざるを以てなり。此の點に關しては更に後に述ぶる所あるべし。

筆者の一人 (S. K.) と瀬戸助教授²⁾とがこの浮石中の斜長石のみを取出して分析せる結果によれば、その成分は Or 分子を Ab 分子に加算する時 $(Ab+Or)_{49.4} An_{50.6}$ に近く Or 分子を加算せざる時は $Ab_{44.4} An_{55.6}$ に相當す。これをこゝに掲げたる數字上の平均値に比するに、10% 以上の相違あり、第壹表に示せる値の平均を以て、この浮石中の斜長石の平均成分なりとは、直ちに判定し得ざるなり。

斜長石の累帶構造

浮石中にて、やゝ大なる斜長石は、多くは (010) 面のよく發達せる經 1~2 mm の卓狀の結晶なり。これを浮石中より取り出し、ほぼ (010) に平行なる薄片を作る時は、第 8 圖, 9 圖, 12 圖等に示せるが如き構造を見る。此等の圖は、何れも diagramatic に畫けるものにして、何れも更に複雑なる累帶構造を有する 2 個の斜長石のペリクリン式に雙晶せるものなり。その

1) 津屋弘達, Bull. Earthquake Research Institute, VIII. Part. 2. 257. 1930.

2) 神津叔祐, 瀬戸國勝, 岩石礦物礦床學, 第五卷第六號, 260.

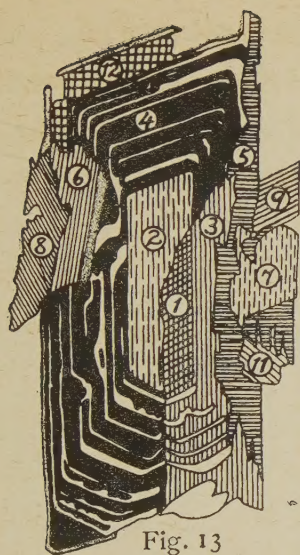


Fig. 13



Fig. 14

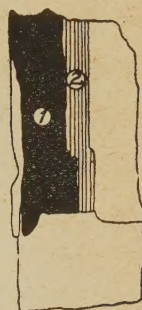


Fig. 15

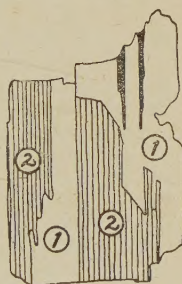


Fig. 16



Fig. 17

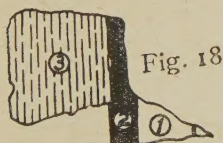


Fig. 18

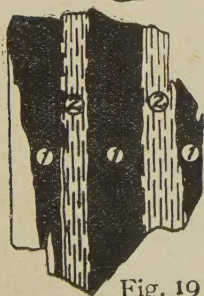


Fig. 19



Fig. 20

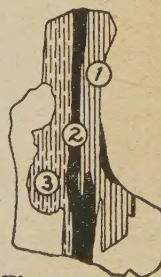


Fig. 21

接合面は此等の薄片に於ては、何れも結晶のほゞ中央を過ぐる不規則なる折線(或は曲線)をなし、中央部は甚しく融蝕されたる跡を示し、十字ニコル下に於ける消光の有様も甚だ複雑なり。結晶の外部に向ふに従つて、その累帯構造は明瞭となるも、その雙晶の接合面を離るゝに従つて累帯構造は不明瞭複雑となる、第9圖に於てはこれを不完全ながら表示し置きしも、第8圖にてはA, Bなる部分の光學位は甚だ複雑にして容易に書き得べからず

第 貳 表

(實驗番號 47.) (附圖番號 8,10.)

圖中 番號	%An (雙晶法=ヨル)	2V	%An (2V=ヨル)	%An (消光角=ヨル)	%An 平均成分	Rh.S. \wedge (001)
1 2	71-72 71-72	78° 80°	59 60	69	66.5
3 4	61-62 65	78° 74°	59 54	65	61.5	-6°
3'	70	70
5 6	65 72-73	90° 78°	68 59	65	66	+1.4°
5	75	75
7 8	50 55	76°	57	60	56.5	-2.5°
7	74	74
(9)*	63	63	-8.5° (?)
(9)'	75	75
(10)	63	63
(10)'	*	72	72

※ 第8圖に於ては(7-8)の累帯の外方にある累帯に番號を缺けるが、(7-8)の帯に次げる網目にて表はせる帯を(9)とし、更にその外方にある黒點を散じたる帯を(10)を以て示せり。番號に'を附せるは'なき同番號のものゝ外方にある巾狭き帯を表はすものとす。

第 参 表

(實驗番號 63-) (附圖番號 9,11,22)

圖中 番號	%An (雙晶法 = ヨル)	2V	%An (2V = ヨル)	%An (消光角 = ヨル)	%An 平均成分	Rb.S. \wedge (001)
1	81(?)	81(?)
2	56	56
3	56	56
4	55	55	-7°
5	81	81
6	51	51
7	89	89
8 [8]	57-60 60-63	73° 76°	(54)※ 57	64	58.5	-7°
9	70-80	86	78.6	-10°(?)
10	68	68
11	70-80	96	82
12 [12]	52 54	72° 72°	(54)※ (54)※	53	53	+4°
13	68	68
14	64	64
15 [15]	96° 76°	73 57	75	68

※ 光軸角の極小 75° に應ずる成分を取れり。

[] を附せるは同番號の帶とベリクリン雙晶の關係にて直接接合せる帶を表はす。

依つてこの部分を省略し置けり。第 12 圖にては結晶外方の累帶構造は 3 を除きて他はすべて省略せり。此等累帶の各につき、その成分の變化を出來得る限り詳細に知らんと欲し、巾相應に廣き帶につきては Fedorow 法を以てその光學位從つてその成分を定め得たりしも、巾狭き帶につきては

第 四 表
(實驗番號 46) (附圖番號 12)

圖 中 番 號	%An (雙晶法=ヨル)	2V	% An (2V = ヨル)	% An (消光角=ヨル)
1	85	101°	83	88
2	71
—	74
—	67
—	64
—	72
—	63
—	74
—	62
—	70
—	63
3	53	80°	46 61(?)	54
最 外	80

Fedorow 法を以ては充分に正確なる能はず、故に Fedorow 法を適用したる部分によりてこの薄片の (010) 面の位置を求め、この (010) 面が顯微鏡の軸に對して垂直になるが如く鏡台を傾け、この位置にてその消光角を測りて各帶の成分を決定せり。斯くして決定し得たる成分を此等各帶の巾に應じて圖示したるものは第 10 圖及第 11 圖なり。即ち實驗 47 は第 2 表と第 8 圖及第 10 圖にて實驗 63 は第 3 表と第 9 圖及第 11 圖にて、實驗 46 は第 4 表及第 11 圖にて示せり。各帶の境は概ね順次に暫移し、明なる境界を示さざるもの多けれども、その暫移帶は多くは極めて狹小のものなれば、第 10 圖第 12 圖等に於ても、すべて明確なる境界を示すものとして畫きた

り。今此等の結晶の觀察より得られたる所を概括すれば次の如し。

- 1) 核心部は相當大にして, An 分子多¹⁾く, 融蝕の跡甚しく, 雙晶の接合面は明ならず, 消光複雑なり。
- 2) An 分子多き帯と少き帯と交互(oscillatory)に繰返して存在す²⁾。
- 3) 核心部を除ける他の部分にては, An 分子多き帯は巾狭く, 少き帯は巾廣し。
- 4) 外方に向ふに従つて, ペリクリン雙晶の接合面は明瞭に, 直線狀となる。
- 5) 該雙晶の接合面を離るゝに従つて, 累帯構造複雑となる。
- 6) 最外帯には An 分子多き帯あり, (但し最外帯を詳細に觀察すは時は An 分子多き帯と少き帯とが數條交互に密に存在するものゝ如く尙研究の要あるべし)。

尙實驗 46 にては以上の外 An 分子の量が外方の帯に向つて, 少くなり行く模様を幾分か認め得べし。

諸て上述の如き累帯構造を有する斜長石の平均化學成分は何程となるべきかを精密に決定するは容易ならざる事なれども, 今實驗 63(Figs.9 and 11) を例としてその大略の平均成分を算出し, 筆者の一人(S. K.) と瀬戸助教授の化學分析の結果との比較を試みん。即ち第 11 圖に示せる各帯の巾が, 直角に交る三つの方向に 同一の割合を以て發達するものと假定し, 最内部より最外部までの平均成分を算出せるに, 約 61 % An なる値を得たり。此の値も未だ化學分析による 55.6 % An と多少の差あれども, 顯微鏡觀察による平均成分が 化學分析による平均成分に近ける者と言ふを得べく, さきに第壹表中の成分の平均値が, 化學分析の結果と甚しく相違せる理由も, これ

- 1) 實驗 47 にては核心部の An 分子比較的少し, これこの薄片が結晶の中心部を通らず, 表面に近きものなるがため乎。
- 2) 津屋弘達, 前出。

を以て推察するを得べし。

尙此等の薄片にて注意を引けるは、ペリクリン雙晶の兩個體の接合面の trace の示す一種の曲線なり。(第 8, 9, 12 圖参照)此曲線は一般に灣曲線狀を示し、一見曲線の如くなれども、巨細に觀察する時は結晶の内方の部分にては其様明ならざれど、外帶の累帶構造明瞭なる部分に於ては、この接合面の trace は、ある一つの累帶につきては始んど一直線にして、他の帶に移る毎にその直線の方角を異にす。かくて此等方向を異にせる直線は相連續して、一種の折線狀をなせり。この折線狀のものは結晶學上如何なる意味を有するものなるかを考ふるに、此の二結晶は既に述べたるが如くペリクリン式の方則に従つて雙晶を作るものなる故、その接合面は所謂 rhombic section にしてその位置は、斜長石の成分に應じて變化すべきものなること周知のことなり。たゞその成分と位置との量的關係に至りては未だ充分に明ならざるものゝ如く、¹⁾特に Baier の如く²⁾この間に確定的關係あり得べからざるものゝ如く極論する學者もあれど、化學成分との間には依然相應の關係あるものなるべく、今此等ペリクリン雙晶に於て、夫々の帶の接合面の (010) 面に於ける trace が、(001) 面の (010) 面に於ける trace に對する角を相當明に測り得たるものを第 2 表及第 3 表の Rh.S. \wedge (001) 欄に記入し置けり。Rosenbusch の Physiographie³⁾ には、若しペリクリン雙晶をなせる斜長石の成分が内方より外部に向つて順次に移り變るが如きことあらば、その rhombic section の位置は連續的に變化して cylindrical になるべきも、かゝることは mechanical に起り難かるべしと述べたるも、此等の薄片の示す所のものは、此のやゝ cylindrical になれる rhombic section の (010) 面上

1) T. Barth. Z. X. 68. 616. 1928.

2) E. Baier Z. X. 73. 465. 1930.

3) Rosenbusch, Physiographie I. (2) 747.

に於ける trace を示すものなるべし。たゞ各帯の成分が殆んど不連続的に變化する故に短かき直線連續せるものとなれるものにして、かくの如き事が起り得ずとは斷定し得ざるべし。殊に第 12 圖の 1~2 の接合面の如きは鏡下にて極めて滑かなる曲線狀を呈し、兩者の光學位はこの曲線狀を呈する部分にて漸次他のものに暫移す。

第 五 表
(實驗番號 49) (附圖番號 13)

圖中 番號	雙 晶	% An (雙晶法 = ヨル)	2V	% An (2V = ヨル)	% An (消光角 = ヨル)	% An 平均成分
1 2	(100)	90 80	104° 100°	94 80	80	84
3 4	(100)	58-60 56-60	81° 77°	61 58	67	61.6
3' 4'	(100)	79-83 80-85	102° 82°△	86 62△	76	81
5	$\frac{\perp[100]}{(010)} (:3)^*$	63-67	65
6	(100) (:4)	67-70	94°	71	70
7	$\frac{\perp[100]}{(010)} (:5)$	75	89°	68	71.5
8	" (:6)	64-66	65
9	" (:5)(?)	36(?)	90°	38(?)	37(?)
10	" (:6)	72	72
11	[001] (:5)	65-75	70
12	80°	61	61

※ 5 と 3 との雙晶關係を示す。

3', 4' と記せるは夫々 3 及 4 の中の極めて巾狭き帯を表はす。

第 13 圖にてはこの部分を擴大して白色の帯として示せり。

△ 此の値は他のものと調和せざること甚し。故に平均成分を算出するには此の値を除き置けり。

11 は 4 と 6 とに挟まれたる小點を散じたるもの。

以上記述したるは何れも赤井川浮石中の斜長石にして、昭和四年の駒ヶ岳の噴出物中最も一般的なるものなり。この他山頂部及び隅田盛附近等に多く噴出せるものにして、緻密灰色の岩石と浮石質との稍縞狀に混合せる特種の噴出物あり。この岩石中にある斜長石の一つにつきても亦その累帶の狀を調べたれば、こゝにこれを附記すべし。第13圖はその構造の大略を示し、その化學成分等を決定せるものはこれを第5表に總括し置けり。今これにつきてその累帶構造上のことを見るに、上述せる赤井川浮石中の斜長石の累帶構造と殆んど同一なり。即ち核心部には84% Anなる部分あり、これに次いで巾廣くして61.6% Anなる成分のもの（第13圖には黒色を以て示せり）と巾狭くして81% Anなる成分のもの（第13圖には白色を以て示す）と交互に累なれり。但しこの斜長石にてはその最外帶（小點を散じたる狭き部分）は Becke line によりて見るに、その屈折率は4のものより遙に低し、されどその消光角は殆んど他の An分子多き部分のものに等し。吾等は將來この問題をも解決せむと欲す。

以上主として、赤井川方面に流下せる浮石中の斜長石につきて記述せるが、此等の中特に注意を惹くは、その累帶配列が成分上逆序になれることなり。而して今此等の各累帶とその成分の變化の狀態を通覽するにこゝに何等の一般性をも認め得られざるが如し。されど今假りに實驗63 (Figs. 9, 11.) を例にとり、その結晶の中心より最外帶までを十等分に區分し、その十區分の各々につきて、各帶の巾の比が各方向に同一率を保つものと假定して、その平均成分を算出せるに、次の如き結果を得たり。（但しこの計算に於ては第11圖に示せる所の値をそのまま使用せり。又十等分の區分もこの圖の横軸の表示數にて示さる。）

區分	0~1.	1~2.	2~3.	3~4.	4~5.	5~6.	6~7.	7~8.	8~9.	9~10.
平均成分(%An)	81.	81.	68.6	70.3	73.3	58.5	61.9	65.	54.	61.

第22圖はこの結果を圖示せるものなるが、これを見る時は第11圖にては充分明には認め得られざりし累帯の成分變化の一般性を認め得。即ち各時期に晶出せる斜長石成分は或は An 分子多く、或は An 分子少なきも、その晶出時期の後期に至るに従つて An 分子は次第に減少し行く傾向明なり。この傾向は實驗46にては、かゝる整理を行はずしても、やゝ認め得たる所なるが、この實驗63の如き各累帯にて、一見その成分上甚だ不規則なるが如き交互 (oscillatory) の變化をなせるものにて、かく外帯に向ふに従つて、即ち後期晶出のもの程 An 分子の減少し行く傾向は明なり。この傾向は一の岩漿が結晶固結するに當つて當然示すべきものなれども、尙 An 分子多き帯と少き帯とが交互に發達せることは岩漿の尋常なる冷却經過を以てしては説明し得られざる所のものなるべし。

從來かゝる尋常ならざる累帯構造を説明せんとしたる二三學者の意見を引きて本問題の考察に資せんとす。便宜上此等諸説を次の二つのものに大別す。

- 1) 岩漿が他のものに接觸し、或はこれと混合したるため結晶作用を逆序ならしむる場合。
- 2) 外來成分を混ぜずして、岩漿自身中の物理化學的變化により逆序の累帯を生ずる場合。

1) V. Eckermann¹⁾ は Tennberg の花崗岩が石灰岩に接觸せる地帯に於て逆序の累帯構造ある斜長石を認め、これを花崗岩々漿中に CaO の入り込みたるがためなりとせり。F. Walker²⁾ も亦 Scotland の 'Ballachulish granite' が珪岩に接觸せる部分に於て斜長石の逆序累帯を認めたり。

3) Hibschi³⁾ は礦物累帯の逆序を岩漿冷却の途中に於て、他の更に鹽基性なる

1) Geol. För. Föhr. 473. 1923.

2) Geol. Mag. 61. 550. 1924.

3) T. M. P. M. 17. 286. 1898.

岩漿の注入し來れるためなりとせり。

2) Bowen¹⁾ は斜長石の交互累帶 (oscillatory zoning) を説明するに、結晶の沈降 (sinking) と動搖 (surging) とが交互に起れる事を以てし、各帶の成分は交互に變化しつつも、大體に外方の帶に向ふに従つて Ab 分子の多くなるが如き傾向を取るべしと云ひり。Day 及び Allen²⁾ は岩漿の過冷が逆序の斜長石累帶を作るべき事を論じ、Bowen³⁾ も亦過冷によりて逆序の累帶を生ずべしとなせり。即ち Bowen は先づ最初の過冷にて、Ab 分子多き結晶を生じ、その結晶作用のため發する潜熱によりて岩漿の温度上昇して、An 分子多き帶を生じ、更に過冷と、潜熱による温度上昇とを繰返し、Ab 分子多き帶と An 分子多き帶とを交互に生ずべしとなせり。

吾人の目撃する火山活動の消長は地表に比較的近き火口道を充す岩漿の温度の變化及び其の中に含まるゝ揮發成分發散狀態の變化に伴はるべきは異論なき所なるべし。

故に火山の將に爆發せんとする直前に火口道を充たせる岩漿が靜かに冷却の一途をたどりて、斑狀結晶を結晶せしむるものゝ如く考ふるは當を得たるものに非ざるべし。必ずや、全體として或は局部的として、温度の變化及び化學成分特に揮發成分の變化を期待せざるべからず。然る時は、その中に結晶する礦物には累帶構造を生ずるは當然にして、而もその構造の交互たるべきは怪しむに足らず。交互累帶に二種あり。一つは結晶の外側に向ふに従ひ漸次 An 分子を減ずる累帶なり。他は外方に向ふも An 分子を減ぜざる帶と減ずる帶と交互せる者なり。前者はある一定の岩漿より結晶の晶出せる場合に温度に下向の變化ある時は、當然起り得べき尋常の現象

1) The evolution of the igneous rocks, 275, 1928.

2) The isomorphism and thermal properties of the feldspars, 69~70, 1905.

3) Am. Journ. Sci. 35, 1913, 598.

なり。然るに第二の場合は岩漿の成分特に變化せざる範圍に於ては温度の變化が結晶初成の温度まで必ず上昇せざるべからず。既に記せるが如く、駒ヶ岳産斑狀斜長石中には第二の場合に屬するもの少からず。此種の累帶に對しては今日まで詳細なる記載を試みたる者多からざれども、最近¹⁾ Chuboba は西南アフリカ Brandberg の黑玢岩中の斜長石の累帶に於て其外側の者即つて An に富むを報じ、Rittmann²⁾ も亦 Ischia 島の 'Epomeotuff' 中の斜長石の各累帶の成分の交互に變化し、且つ中間帶の An に富むものあるを記載せり。故に今回余等の駒ヶ岳産浮石中の斑狀斜長石に見る一種の交互累帶も決して稀なるものに非ずして、成因的にも容易に考察し得らるゝものなり。三宅島産灰長石³⁾の如く累帶構造を呈せざるものは寧ろ異例となすべく、従つてその火山活動も特別のものと考へざるべからず。

造岩礦物晶出順序の反復現象は、駒ヶ岳産浮石に於ては、只斜長石にのみ認めらるゝ所にあらずして、又斑狀輝石にも累帶構造著しく、試みにこれを經緯鏡台上に置いてその 2V を概測せるに、その値も相當の範圍に涉りて各帶毎に異なり、その變化の順序にも亦交互變化の現象を認め得たり。その詳細は追つて發表の機會あるべきも、この浮石を生ぜし岩漿中にかゝる累帶ある礦物を晶出せしむべき物理化學的の交互の變化ありしことは明なり。

今余等の觀察せる斜長石の交互累帶構造より、該礦物結晶當時に於ける温度の變化を推考するに、若し本斜長石の平均成分たる 55.6% An の溶體中より斜長石を晶出するものと思ふる時は、84% An より約 55% An までを結晶するに要する温度の變化は、二成分系 Ab - An のみの平衡關係に於

1) Centralbl. Min. etc. 273. 1930.

2) Z. Vulkanologie, Ergänzt. -Bd. VI. 208~210. 1930.

3) 神津俣祐, 門倉三能, 地球, 第七卷, 第五號, 374~386.

でも、約 150°C にして足る。故にこの岩漿の如き多成分系に於ては、この温度昇降の變化は更に之より小なるものにて足るべし。

尙吾人の茲に追記せんと欲する所は斜長石の固相平均化學成分とこれと實際に接觸せる液相の化學成分との關係なり。

顯微鏡下に於て斜長石の内核をなし最も An 分子に富めるものは約 84% An なり。而して該結晶中最も Ab 分子に富むものは約 51 % An にして、尙小晶の獨立に玻璃中に存するものにて略ぼ 46(?)~37(?) % An のものあり。今此等の固相に相當する液相を Bowen の二成分系 Ab-An につきて

第 六 表

實驗 番號	附圖 番號	圖中 番號	雙 晶	%An (雙晶法 = ヨル)	% An 平均成分
23	14	1 2	[001]	70 63-67	66.6
24	15	1 2	$\frac{\perp[001]}{(010)}$	70-74 71-72	72
25	16	1 2	(010)	64-86 85	78 ?

第 七 表

實驗 番號	附圖 番號	圖中 番號	雙 晶	%An (雙晶法 = ヨル)	2V	%An (2V = ヨル)	% An 平均成分
48	17	1 2	(010)	66-73 60	90° 77°	68 58	66
50	18	1 2	(010)	65 63-67	77° 90°	62 68	65
		3	$\frac{\perp[001]}{(010)} (:2)$ [001] (:1)	60-62 69	88°	67	64.5
51	19	1 2	(010)	68-72 67-73	86° 86°	71 71	71

出す時は、各々 59 % An 及 11~7 % An を得。今瀬戸學士分析の斜長石成分を見るに 55.6 % An にして residual magma なる玻璃成分中より標準礦物として算出せる斜長石の成分は 13.5 % An なり。今此等の値を上記二成分系狀態圖より見出せるものと比較するに、甚だ近似せるを見るべし。元より多成分系中より品出する斜長石につきて今茲に簡単に理論的考察を行ふを得ざれども、上記の實驗的關係は將來の研究に資すべきものなるを信ず。

第 八 表

實驗 番號	附圖 番號	圖中 番號	雙 晶	% An (雙晶法ニヨル)	% An 平均成分
41	20	1 2	[001]	68 63-67	66
43	21	1 2	(010)	68-72 72-73	71
		2 3	$\frac{\perp[001]}{(010)}$	67-75 72-75	72

尙此の他駒ヶ岳の舊噴出岩中の斜長石、隅田盛附近に多く噴出せる緻密灰色なる部分と多孔質白色なる部分との稍縞狀に混合せる岩塊中の斜長石¹⁾及び可兒氏が鹿部に降れる浮石を 1300°C に加熱し急冷したるもの、中の斜長石につきても若干の測定をなせり。此等を夫々第六表、第七表及び第八表に一括して表示せり。此等の斜長石にも複雑なる累帶構造ありて、測定は充分に正確なるを得ざりしも、大略赤井川浮石中の斜長石の化學成分に相等しきものなり。此等のもの、詳細なる研究はこれを更に將來に期せん。

1) 瀬戸國勝、八次木男、岩石礦物礦床學、第五卷、130~131.

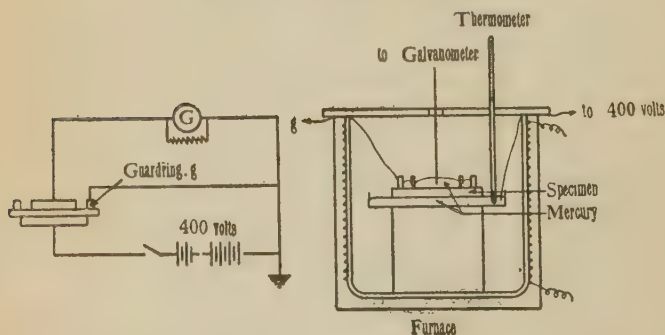
鹽基性岩石熔融物の電氣的性質 に對する燒鈍温度の影響

理學士 可兒弘一
相澤常八

鹽基性岩石熔融物の絶縁抵抗, 誘電體力率及び誘電率に對する燒鈍温度の影響に關する實驗結果に就て簡單に記述せん。

絶縁抵抗測定裝置 は第一圖に示し, 左圖は其の接續を表はし, 右圖は電氣爐中に試料を裝置したる場合の詳細圖なり。電極として水銀を用ひ, 表面漏洩による誤差を除く爲め ガードリング (g) を取付けたり。測定方法は 400 ヴォルトの直流を加へ電鍵を閉ぢてより 1 分後の値を記録せり。測定は常温より約 150 度まで温度を上昇しつゝ行へり。

第 一 圖
絶縁抵抗測定裝置



誘電體力率 は交流電橋を用ひて 1000 サイクルにて測定せり。第二圖左圖は接續を示し右圖は測定個所の詳細圖なり。電極として水銀を用ひ, 測定すべき X の金屬環の外側とガードリング (g) の内側にはセラツクを塗

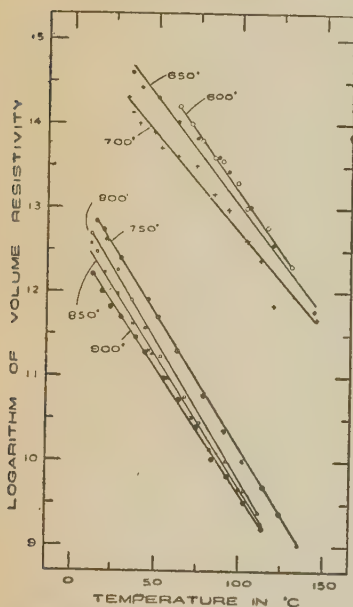
實驗に使用したる岩石 は次の二種なり。

但馬國玄武洞産 玄武岩

讃岐國小豆郡神浦産 含橄欖石輝石安山岩

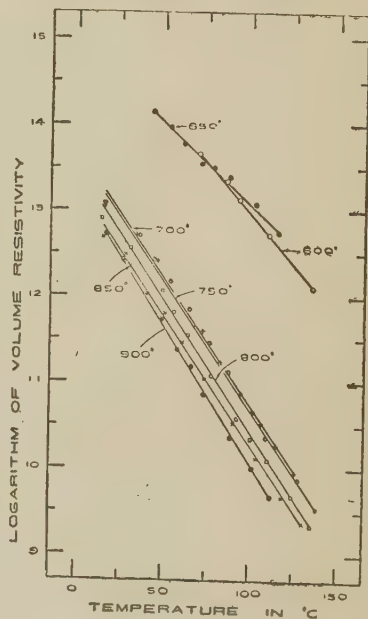
以上二種の岩石を細粉し、グローバー發熱體電氣爐にて約 1350 度に一時間保ちて 熔融したる後 取出し鐵製の鑄型（直徑約 10 cm 厚さ約 1 cm）に流し込み、更に 所定の温度に保ちたる他の電氣爐に入れ 一時間保ちたる後 緩冷せり。次にこれを直徑 10 cm、厚さ 0.5 cm の大さに磨滅し實驗試料と

第三圖



玄武洞産玄武岩熔融物の絶縁抵抗と焼鈍温度の關係

第四圖



神浦産含橄欖石輝石安山岩熔融物の絶縁抵抗と焼鈍温度の關係

して用ひたり。焼鈍温度は 600°C, 650°C, 700°C, 750°C, 800°C, 850°C 及び 900°C の 7 種なり。

第三圖及び第四圖は種々なる温度に焼鈍したるものに就て温度を上昇し

つゝ測定したる絶縁抵抗を示す。縦軸に絶縁抵抗(オーム立方糎)の對數、横軸に温度を表はす。絶縁抵抗の對數は測定温度の上昇と共に直線的に減じ、又焼鈍温度により著しく影響し、焼鈍温度高き程絶縁抵抗少なり。而して玄武洞産玄武岩 熔融物は $700^{\circ}\text{C}\sim 750^{\circ}\text{C}$ 、神浦産含橄欖石 輝石安山岩は $650^{\circ}\sim 700^{\circ}\text{C}$ の間の温度より急激に減少す。

誘電體力率^卒及び誘電率の測定 測定の結果は第一表の如し。

第 一 表

焼鈍温度 ($^{\circ}\text{C}$)	玄武洞産玄武岩 熔融物 (測定温度 15°)		神浦産含橄欖石 輝石安山岩 熔融物 (測定温度 17.5°C)	
	誘電體力率 ($\tan\delta$)	誘電率 (ϵ)	誘電體力率 ($\tan\delta$)	誘電率 (ϵ)
600	0.00703	8.72	0.00656	7.65
650	0.00710	8.84	0.00660	7.65
700	0.00803	9.80	0.0245	11.30
750	0.0381	9.90	0.0247	11.70
800	0.0381	9.85	0.0264	11.72
850	0.0913	10.22	0.0466	11.60
900	0.199	10.34	0.0507	10.70

誘電體力率及び誘電率は絶縁抵抗の場合と同様に一般に焼鈍温度高き程高値を示し、玄武洞産玄武岩 熔融物は $700\sim 750^{\circ}\text{C}$ 、神浦産含橄欖石 輝石安山岩 熔融物は $650\sim 700^{\circ}\text{C}$ の間の温度より其等の値を急激に變化す。

肉眼的並びに顯微鏡的觀察の結果 玄武洞産玄武岩 熔融物の上記の温度に焼鈍せるものは著しき區別なく、これに反して神浦産含橄欖石 輝石 安山岩 熔融物は 700°C 迄の温度に焼鈍せるものは殆んど區別なけれども 750°C 以上に於ては球顆狀微晶を晶出す。然るに既に述べたるが如く神浦産含橄欖石¹⁾ 輝石安山岩 熔融物は約 800°C にて球顆狀微晶を生じ始め、玄武洞産玄武岩 熔融物には顯微鏡的には結晶の存在を知る能はざれども、物理的諸性質の類似よりその温度にて超顯微鏡的極めて微小なる晶子を生ずるものと假想

1) 岩石礦物礦床學, 第五卷, 第三, 四號, 昭和六年。

せり。上述の如く神浦産含橄欖石輝石安山岩熔融物に於て 750°C に焼鈍せるものも球顆狀微晶を生ずるは、試料大なるを以て焼鈍温度 750°C と微晶の析出し始むる温度約 800°C の温度差僅少なるが故に約 800°C にては冷却速度極めて緩慢なるによるべし。

玄武洞産玄武岩熔融物 は 700~750°C, 神浦産含橄欖石輝石安山岩熔融物は 650~700°C の間の温度に於て電氣的性質を急變するは微晶或は晶子の晶出に因ること明らかなり。然して兩熔融物の温度の相違は結晶作用の難易に因るべし。工業的立場より鹽基性岩石熔融物に良電氣的性質を賦與せんが爲めには、試料の大きさと結晶作用の難易とを考慮し、800°C 以下の適當なる温度にて焼鈍するを要す。

仙臺市外三瀧附近に發達せる安山岩質

玄武岩中の斜長石に就て

理學士 根本 忠 寛

¹⁾ 筆者は曩に本誌上にて、仙臺市外三瀧附近に發達せる安山岩質玄武岩に就きて報告せり。その際岩床(2)中に含まるゝ斜長石を斑晶及び細晶の2種に區別し、而して浸液法による屈折率並びに化學分析によりて、これらの斜長石の成分を次の如く決定せり。(第一表)。

第 一 表

	Phenocryst	Microitic
Immersion method	An 95	An 65
Chemical analysis	An 95.1

筆者は前報文に於て、斑狀灰長石はその大き異常に大なるに拘らず、累帶構造は一般に不完全にして、唯その周縁部に於てのみ1/20

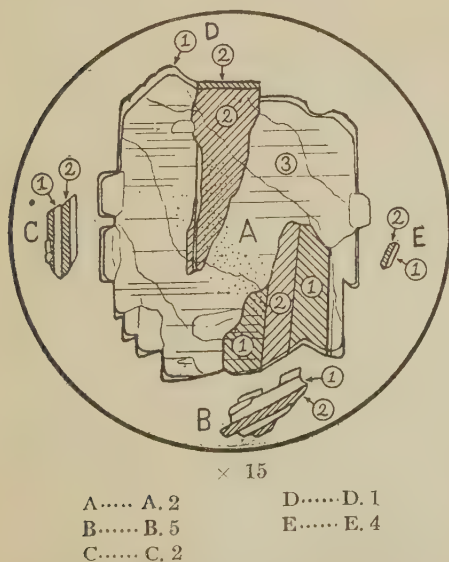
1) 根本忠寛, 岩石礦物礦床學, 第3卷, 383~390頁, 第4卷, 17~28頁, 68~80頁, 昭和5年(1930)。

~1/30 mm の厚さに亘り稍明瞭なる事を指摘し、且この周縁部は、化學成分に於て斑晶の主要部分とは著しく異なり、寧ろ石基斜長石のそれに近似せるものか、或は全く同一のものなるべしと報じたるも、當時猶その成分を明かにするを得ざりき。

その後 universal stage の使用により、上記の斜長石及びその他の斜長石の化學成分を明かにするを得たるを以て、前報文の補遺として茲にその結果を記述せんとす。

Universal stage は Leitz 社製 SY 型臺を用ゐる、その使用法は鈴木教授の指導に基づき、M. Berek²⁾ 氏の方法によれり。斜長石の成分決定には、M. Berek 氏の direkte Verfahren 及び Zwillingselemente の 2 方法を用ゐたり。

第 一 圖



即ち前者は直接に測定したる光軸角の値より斜長石の成分を決定する方法にして、後者は双晶軸より 3 弾性軸に到る角距離 ($n_\alpha, n_\beta, n_\gamma$) を求め、これらの 3 値を坐標軸として投影し、その成分を決定する方法なり。

この測定は、本地域に發達する 4 岩床中、最も代表的なる岩床 (2) に就いて行ひたるものにして

1) 前出、第 4 卷、70 頁、昭和 5 年 (1930)。

2) M. Berek, Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-drehtischmethode. (Berlin), 1924.

その中に含まるゝ斜長石を以下の5種に分ち測定せり(第一圖参照)。

A. 斑狀斜長石中最も多量に存在し、従つて最も主要なるものにして、そ

第 二 表

No. of Crystal	Direct method				Twinning-element										
	Indivi.	Char.	2V	An%	Indivi.	Twin	n_{α}	n_{β}	n_{γ}	An%					
A.1	1	—	76°	An ₁₀₀	1	Pericline	50	64	51	An ₉₉					
	2														
	3														
A.2	1	—	78°	An ₈₈	1	Albite	55	59 $\frac{1}{2}$	50 $\frac{1}{2}$	An ₉₁					
	2		76°	An ₁₀₀	2						Carlsbad	37 $\frac{1}{2}$	82	54	An ₉₇
	3		77°	An ₉₅	3										
	1		Albite-Carlsbad	78	30										
2															
3															
A.3	1	—	78°	An ₈₈	Pericline	53	61 $\frac{1}{2}$	51	An ₉₄						
	2		75°	An ₁₀₀											
A.4	1	—	76°	An ₁₀₀	1	Carlsbad	38 $\frac{1}{2}$	85 $\frac{1}{2}$	52 $\frac{1}{2}$	An ₉₄					
	2		75°	An ₁₀₀	2										
	3		78°	An ₈₈	3						Albite-Carlsbad	78	28	64 $\frac{1}{2}$	An ₉₅
A.5	1	—	76°	An ₁₀₀	Carlsbad	39	84	52	An ₉₆						
	2		78°	An ₈₈											
A.6	1	—	76°	An ₁₀₀	Albite	56 $\frac{1}{2}$	62	46 $\frac{1}{2}$	An ₉₀						
	2		76°	An ₁₀₀											
Mean				An _{95.9}	An _{94.8}										
	An _{95.4}														

かに區別せらる。9 結晶に就きて測定せる結果は 第三表に與へらる。この結果を第二表と比較するに、斜長石の平均成分には大差なく、唯僅かに前者

第 三 表

No. of crystal	Direct method				Twinning-element					
	Indivi.	Char.	2V	An%	Indivi.	Twin	n_{α}	n_{β}	n_{γ}	An%
B.1	1 2	—	78°	An ₈₈		Pericline	54	62	49	An ₉₁
B.2	1 2	— —	78° 76°	An ₈₈ An ₁₀₀		Pericline	55 $\frac{1}{2}$	58	50 $\frac{1}{2}$	An ₈₈
B.3	1 2	— —	76° 76°	An ₁₀₀ An ₁₀₀		Carlsbad	36 $\frac{1}{2}$	83	55	An ₉₅
B.4	1 2	—	76°	An ₁₀₀		Albite	55	64	46	An ₉₅
B.5	1 2	— —	78° 78°	An ₈₈ An ₈₈		Albite- Carlsbad	77	28	66	An ₉₀
B.6	1 2 3	—	77°	An ₉₅	1) 2)	Carlsbad	36	85 $\frac{1}{2}$	54 $\frac{1}{2}$	An ₉₀
	2) 3)				Albite	58	61	46	An ₈₈	
B.7	1 2	—	74°	An ₁₀₀		Albite- Carlsbad	78	30	63	An ₉₃
B.8	1 2	— —	76° 78°	An ₁₀₀ An ₈₈		Albite	56	67	43	An ₉₄
B.9	1 2	— —	78° 74°	An ₈₈ An ₁₀₀		Carlsbad	36	87	54	An ₈₈
Mean				An _{94.5}	An _{91.2}					
	An _{92.9}									

より An 分子を減ずる傾向を示せり。

C. 結晶の大きさ、輪廓、及び包裹物の有無等によつては全く B と區別する能はずして、universal stage の使用により初めてその存在明かとなれり。任意に選擇せる小なる斑狀斜長石 11 の中、9 は B に屬し、僅かに 2 のみ C に屬するを以て、この種の斜長石は B に比し極めて少量に存在するものなる

べし。これらの 2 結晶に就いて測定せる結果は第四表に示すが如く、B に比し遙かに An 分子を減ず。

第 四 表

No. of crystal	Direct method				Twinning-element				
	Indivi.	Char.	2V	An%	Twin	n_{α}	n_{β}	n_{γ}	An%
C-1	1	—	84°	An ₇₄	X-Pericline	38	85	52 $\frac{1}{2}$	An ₇₆
	2	—	84°	An ₇₄					
C-2	1	—	80°	An ₈₁	Albite	62 $\frac{1}{2}$	60 $\frac{1}{2}$	43	An ₇₉
	2	—							
Mean				An _{76.3}					An _{77.5}
	An _{76.9}								

D. 本 group に屬する斜長石は第一圖に示す如く、累帶構造をなして A の周縁を取巻く、厚さ 1/20~1/30 mm の包被帶にして、一般に universal stage による成分の決定困難なれども、その中厚さ約 1/13~1/15 mm の稍厚き包被帶をなす 3 結晶に就き測定せる結果は第五表に示さる。直接法によりて與へらるゝ斜長石の成分と、双晶要素によりて決定さるゝ成分とが、平均値に於て 6.2 % の差を示すは、本斜長石が上記の如き薄き包被帶をなす爲めに、測定上の誤差が前三者に比して大なる爲めなるべし。本測定の結果を C のそれと比較するに、その平均値に於て大差なく、唯僅かに An 分子を減ずる傾向を有す。

この包被帶は A 結晶の最外側をなすものに非ずして、更にこの包被帶の外側には極めて薄き包被帶存在すれども、その成分決定は不可能なり。累帶構造の順序より考察せば、この最外側の包被帶は石基斜長石と近似せる成分を有するものなるべし。

E. 前 4 者と異なり、本 group に屬する斜長石は石基中に存在する短冊狀の細晶なり。前報文にて記せる如く、本岩の石基は比較的粗粒なれども、普

通の細晶はその大きさ約 1/10 mm にして, universal stage の使用不可能なるを以て, それらの中比較的大なるもの, 即ち普通の細晶の約 2~3 倍大のも

第 五 表

No. of crystal	Direct method				Twinning-element				
	Indivi.	Char.	2V	An%	Twin	n_{α}	n_{β}	n_{γ}	An%
D.1	1 2	— —	84° 86°	An ₇₄ An _{71.5}	Carlsbad	34	86 $\frac{1}{2}$	56	An ₇₉
D.2	1 2	— —	90° 86°	An _{68.5} An _{71.5}	Pericline	62	60	43 $\frac{1}{2}$	An ₇₅
D.3	1 2	— —	86° 84°	An _{71.5} An ₇₄	Carlsbad	34	87	56	An ₈₀
Mean				An _{71.8}					An _{78.0}
	An _{74.9}								

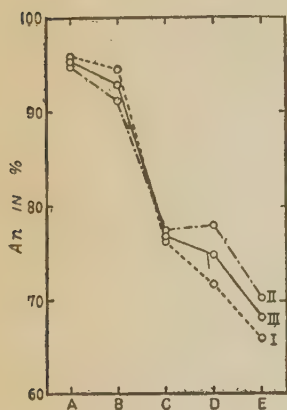
第 六 表

No. of crystal	Direct method				Twinning-element				
	Indivi.	Char.	2V	An%	Twin	n_{α}	n_{β}	n_{γ}	An%
E.1	$\frac{1}{2}$	+	88°	An ₆₇	Albite-Carlsbad	$63\frac{1}{2}$	$33\frac{1}{2}$	$71\frac{1}{2}$	An ₆₈
E.2	$\frac{1}{2}$	+	88°	An ₆₇	X-Pericline	36	83	$54\frac{1}{2}$	An ₇₃
		+	88°	An ₆₇					
E.3	$\frac{1}{2}$	+	86°	An _{65.5}	Albite-Carlsbad	65	32	$71\frac{1}{2}$	An ₆₉
E.4	$\frac{1}{2}$	+	83°	An _{63.5}	Pericline	64	61	$41\frac{1}{2}$	An ₇₁
Mean				An _{66.0}					An _{70.3}
	An _{68.2}								

の 5 を撰び測定せり。その結果は第六表に示すが如し。本結果はその結晶が小なる 爲め, D の場合と同様に測定上の誤差 あらんも, 浸液法 によりて決定したる値 (第一表参照) と近似せるを見るべし。

第二表乃至第六表に示す如く、個々の結晶に就いて測定せる結果は、必ずしもよく一致せず。それは各結晶の多少の成分の差違、及び一雙晶に於てその左右兩片の成分の不同による事あらんも、筆者は本測定法の性質上、充

第 二 圖



- I. The mean value obtained by the direct method.
 II. The mean value obtained by the twinning-element.
 III. The mean value of I and II.

分注意しつゝ測定を行へども、猶上記の實際の成分上の差違に比し、比較的大なる測定上の誤差を生ずべきものと信じ、各groupに就き測定せる2~9個の平均値を以て各groupの成分を表す事とせり。これらの平均値を圖示せば第二圖の如し。本圖によつて明かなる如く、本岩中に含まるゝ斜長石はその成分によりて大體3種に區別せらる。即ち斑狀結晶の大部分を占め、 $An_{95.4-92.9}$ の成分を有する斜長石と、 $An_{68.2}$ の成分を有する細晶以外に極めて少量ながら $An_{76.9}$ の成分を有する小なる斑狀結晶、及び $An_{74.9}$ の成分を有する灰長石周縁部の包被帶をなす斜長石あり。

之によつて見るに、揮發成分に富める溶體中に於て急激なる結晶作用を行ひ、従つて殘液と反應作用を行ふ違なくして噴出したるものと考へらるゝ本岩に於ても、その石基生成の時代に至る途中に於て、 $An_{76.9-74.9}$ の成分を有する斜長石を晶出せしむべき極めて短小なる晶出時期ありしものと考へらる。

擱筆するに當り本實驗中懇篤なる指導を賜りたる鈴木教授、並びに校閲を賜りたる神津教授に深く謝意を表す。

研 究 短 報 文

バイカル石の化學及光學性質

理 學 士 鶴 見 志 津 夫

理 學 士 上 田 潤 一

Baikal 湖に近き地に産する暗綠色の結晶にバイカル石の名を附して Diopside の一種として取扱はれたる者は Doelter によりて化學分析行はれ

第 一 表

	I	Mol. prop. of I.	II.
SiO ₂	53.73	896	53.95
Al ₂ O ₃	1.19	12	0.97
Fe ₂ O ₃	2.36	15	0.78
FeO	1.07	15	3.49
MnO	0.07	1
MgO	16.79	420	16.40
CaO	24.74	442	25.14
H ₂ O	0.23	13
	100.18		100.73

I. Tsurumi, anal. II. Doelter anal.

Tsch. Min. u. Petr. Mit. の創刊號(1878)にて發表せられたる所なり。

本礦物は其化學分析の結果によれば Diopside に類似すれども、其の晶癖として底面に完全なる劈開面を有する點は普通の Diopside と異なる點にして、Mussa Alp 産 Diopside の底面に平行なる Parting ある者と比較研究を要する所なり。

今回分析せる結果は第一表に示すが如し。但し 1878 年に公表せる Doelter の分析の結果と並記せり。

第一表に與へたる今回分析の結果より次の三成分を算出すれば

CaMgSi₂O₆ 95.19 in wt. % 95.02 in Mol. %

CaFe(Mn)Si₂O₆ 4.09 " 3.63 "

CaSiO₃ 0.72 " 1.35 "

第 二 表

	Bakelite.	Dioptase from Nordmarken.
α	1.672	1.6710
β	1.679	1.6780
γ	1.700	1.7000
c:Z	39°30'	39°7'

を得。此の外少量の Al_2O_3 、 Fe_2O_3

及 SiO_2 は不純物として取扱へり。

本礦物の屈折率を クライン 全反射

計にて測定せるに 其結果は 第二表の

如し。即ち光學性に於ては瑞典、ノル

ドマルケン産白色透輝石に最も近似す。

本礦物は神津教授が昨年歐州旅行中 Kranz より購入せられし者なり。貴重なる本標本を余等の實驗に委ねられたる御芳志に對し、深謝の意を表す。

評 論 及 雜 録

地形圖並に文献より見たる千島の火山 (2)

理學博士 渡 邊 萬 次 郎

中部千島北半の火山 (承前)

捨子古丹島(Shiashikotan)¹⁾ 本島もまた南北二個の火山より成るものの如く、瓢箪形の輪廓を有すれども、北側のものは火山としての地形明らかならず、その最高峰黒嶽(934 m)及び赤嶽(899 m)は、恐らく北方に開ける一の爆發火口壁の南東壁及び南壁上に横たはる鐘狀火山にして、前者は地形圖

1) 同號、黒嶽圖幅及乙女灣圖幅(大正5年測圖)

の記號によれば、山頂一面に熔岩を露出するものゝ如し。

之に對して本島の南半を占むるものは、その頂上に北硫黃嶽(828.5m)及び南硫黃嶽(815 m)を連ぬる馬蹄形連峰を有し、嘗て恐らく東に開ける大火山口を有せるものと認めらるれども、その反對の北西側に更に一個の爆裂火山口狀欠潰部を生じ、半圓形の大絶壁をめぐらし、その諸所に北硫黃嶽を中心とすと認むべき熔岩流¹⁾を露出し、且つその一部分は硫氣孔的状態を保つものゝ如し。

¹⁾越湯磨島(Ekarma)は捨子古丹島の西北海上にあり、島形多少東西に延長す。その西部には海拔 1170.7 m に達する越湯磨嶽あり、南に開ける火山口を有す。本島の北側には溺れ谷類似の地形を見、南側には最近の隆起にかゝる海岸平地を見るが如く、こは恐らくその地盤の動搖なほ大なるを示す。

²⁾知林古丹島(Chirinkotan)は越湯磨島の更に西方海上にあり、海拔 742 m に達する理想的圓錐火山をなせども、火山口の狀態明かならず。

中部千島南半の火山

捨子古丹、越湯磨、知林古丹三島の南は水深 1000mを越ゆる牟知(Mushir)海峡によつてそれ以南の島々と隔てらる。これより南に位する雷公計、松輪、羅處和、計吐夷、新知の諸島を假に中部千島南半諸島として總括す。

³⁾雷公計島(Raikoke)は海拔 551 m に達する理想的圓錐火山島にして、その頂上に完全なる摺鉢形火山口を有し、大正 13 年活動の記録あり。⁴⁾

⁵⁾松輪島(Matau)は雷公計島の南方に位し、多少北西-東南に延び、その西北部に標式的の圓錐火山芙蓉山あり、海拔 1485 m、その頂上には南に開ける火山口あり、昭和 3 年 2 月 12 日並に同 5 年 2 月 13 日その活動を見、既に本⁶⁾

1) 五萬分一地形圖、知林古丹島號越湯磨島圖幅、(大正 5 年測圖)。

2) 同號、知林古丹島圖幅 (大正 5 年測圖)。

3) 五萬分一地形圖、松輪島號雷公計島圖幅(大正 6 年測圖)。

4) 東京帝國大學發行理科年表。

5) 五萬分一地形圖松輪島號松輪島圖幅 (大正 6 年測圖)。

6) 鶴澤榮司、本誌第 4 卷 125 頁 (昭和 5 年)。

¹⁾誌に紹介せらる。

羅處和島²⁾(Rashau) は松輪島の南西にあり、多少北東-南西に延び、その北部に帆茶登山ありて、海拔 956 m に達し、その南東側に南に開ける火口ありて、なほ活動の餘勢を保てり。

この外同島の西南部には、東北に開ける一大馬蹄形カルデラありて、その中央に大沼を湛へ、カルデラ壁はその西南側長頭山に於て最高 503 m に達す。思ふに本島は先づ長頭山の成生に始まり、次てその東北にカルデラを生じ、更にその東北側に帆茶登山を生ぜるものなるべし。

宇志知島³⁾(Ushishir) 羅處和島の西南には摺手岩及び南北宇志知島あり、そのうち宇志知南島は、南に開けるその火口内に海水を入れて暮田灣を生じ、之を西北東の三面よの圍繞し、その東南隅に更に一小火山を生じて小規模なる二重火山狀を呈す。

計吐夷島⁴⁾(Ketoi) また一の火山島にして、その中央西寄の部分に、海拔約 670 m の高さに於て徑約 1×1.5 km の火口湖を湛へ、その西壁は最高 1172 m に達し、火口壁の直径は 3 km に達す。

この中央大火口の東北外側には、火口壁を抜くこと凡そ 170 m の白煙山あり、その頂上にも徑約 500 m に達する摺鉢形の火口ありて、その底一面に水を湛へ、更に中央大火口の西側外斜面には、南北四個の摺鉢形の窪みありて、四周大絶壁を以て圍まれ、それぞれ一の爆發火口を示すものの如し。

この火山また大正 13 年活動の記録あれども、詳細は不明なり。⁵⁾

新知島⁶⁾(Simusir) 計吐夷島の西南には長さ 50 km を超ゆる大島 新知島あ

1) 五萬分一、羅處和島號羅處和島圖幅(大正 6 年測圖)。2) 同新知號計吐夷島。
3) 五萬分一地形圖羅處和島號宇志知島。4) 同新知號計吐夷島。5) 東京帝國大學理科年表。6) 五萬分一、地形圖新知島東部號武魯頓灣、末廣嶽、同西部號新知灣、新知嶽各圖幅(大正 5 年測圖)。

り、主として四個の大火山が、北西より南西に記列して、互に連接せるものにして、之を北より數ふれば、武魯頓灣、新知富士、綠湖カルデラ、新知嶽の四火山これなり。

第三圖



武魯頓火山 英國船長

Broughton 氏の名によつて呼ばるゝ此火山は、新知島の北端に位する Broughton 灣をその東西兩側より圍繞するカルデラ壁と、その南壁に接して新たに生ぜる中央火口丘三日月山とによつて代表せられ、カルデラ壁は其海拔東側に於て 325 m、西側に於ては 440.7 m に達し、中央火口丘はその海拔

678.7 m、頂上に火口を有せず、一の Tholoide をなすが如し。

新知富士 武魯頓灣の西南に當り、本島の中部や、北寄りに位し、その中央に海拔 1360 m に達する尖峰を載き、圓錐火山を形成すれども、火口の狀態明らかならず。

綠湖カルデラ 新知島の中部に位する三重の大カルデラにして、最外側即ち第一カルデラ壁はその南側のみ新月形に残存し、最高 251.1 m、その西端は直立 500 m に達する大絶壁を以て海に斷たる。第二カルデラは前者の北半を被ふてそのや、北方に中心を移動し、直径 6 km に達する大環壁を以て圍まれ、四周の海拔凡そ 300~600 m、その東側に於て最高 623.6 m に達し、カルデラ底を抜くこと 370 m に達す。この第二のカルデラの内部に、更に

直徑 2.5×3.5 km のカルデラを生じ、その北壁は海拔 485 m に達す。綠湖はこの最後のカルデラ底を満たせるものにして、湖面は海拔 27 m、四周斷崖を以て圍まれ、その高さ 200~450 m に達す。

更にこの湖の北端には、カルデラ壁に接して一小火口丘を生じ、その頂上にも徑約 500 m に達する摺鉢形の火口を擁して水を湛へ、その中央より更に一小島を拔けり。若しこの小丘を中心とすれば、全體は四重火山となり、この小島を中心とすれば五重火山とさへ認めうべし。

新知嶽火山 新知島の南西部に聳ゆるものにして、その主峰新知嶽は海拔 152. m、頂上に東西に延びたる火口を有し、西北東の三面に高 1489 m に達する馬蹄形外輪山を繞らせり。此外輪山の西北斜面には冠山 (1321 m) の小突起あり、更にその麓に近く海拔 899 m に達する燒山の寄生火山ありて、その北西兩山麓には熔岩流を廣く露出し、また頂上には摺鉢形の火口を留めて、なほ活動の餘勢を保ち本火山中最近の活動を代表するが如し。

大正 12 年爆發を見たるはこの新知嶽にして、6 月 4 日 汽船越後丸は本島東南約 14 海里を航海中、午後 5 時 55 分その中腹の爆發を、同 58 分第二回の爆發あり、盛んに黒煙を發し、6 時 30 分黒煙の爲め山影を没し、同 34 分甲板上に約 1 分の降灰を見たり。依つて 6 月 29 日、軍艦武藏は新知灣に廻航せるに、新知山及びホリタイツクカツカ山より少量の白煙を出しつゝありたると、新知山北東の無名山頂の舊火口より極めて少量の黒煙を時々噴出しつゝありたる外異狀なかりしと言ふも、新知山北東には地形圖上火口を有する山岳なし、或はその北西の燒山の噴煙ならむか。

南部千島の火山

南千島 北得撫水道一名 Bousole strait 以南を假に南千島と稱すれば、國後、擇捉、得撫の三大島と、得撫島の北東にある知理保以南島、同北島及び武

1) 東洋學藝雜誌、第 31 卷、382 頁、1923.

魯頓島を含む。この外國後島の南東外側には、色丹列島の數島あれども、こは近代の火山を有せず。

¹⁾
知理保以島 Tsiriboi Is or Black Brothers 南北二島に分れ、北島はその中央に海拔 624 m に達する硫黃山の圓錐丘を有し、その頂上に火口を有して硫氣を噴き、南島は一の舊火山の殘骸より成れども、その西側に新たに知理保以岳を峙たて、海拔 752 m に達す。

I. 得撫島の火山

得撫島 (Urup) 陸地測量部發行 5 萬分の一地形圖によつて判斷するに、本島はほゞ細長き紡錘形をなして、西南より東北に延長し、幅最大 20 km, 長さ 120 km に達す。その西北側即ちオコック海に面する部分には、大小約 5 個の山體海岸に沿うて配列し、山腹直ちに海に面せる部分多きも、その反對の太平洋側に於ては概ね傾斜緩慢にして、その麓には廣く段丘の發達を見、これらの山體の成生後、島全體としてオコック海側に傾斜沈降し、太平洋側に高まれる狀を示す。

これらの山體の基底は何れもほゞ圓形乃至橢圓形を成すか、或はその西北側を欠けるが如き基底を有して中央に高まり、四方に下り、100~200m 以下の低地を隔て、互に獨立し、その地形上それぞれ獨立の火山と認むべきも、火口の形狀明かなるものなく、その山頂部は既に數次の爆發並に侵蝕作用によつて破壊せられたるものゝ如し。

これらの火山をその東北より順に西南に數ふれば次の如し。

三頭火山 鐘山火山 得撫富士火山 双嶺火山 白旗火山

但しこれらの或るものは、新舊數個の山體より成る火山群にして、こゝには單にそのうちの代表的山體名を冠せるに過ぎず。

1) 陸地測量部 5 萬分一地形圖知理保以島號知理保以島、同南島兩圖幅(大正 5 年製版)

次にこれらを概観せむ。

¹⁾
三頭火山 得撫島の東北端に近くその北側にあり、主峰大三頭山は西に開ける馬蹄形山嶺を有し、その東側最高部に於て三頭に分るゝ故この名あり、中央峰頭は海拔 866.4 m、に達す。思ふにこれも西方に開ける爆裂火口を東より圍める單火山ならむも、既に烈しく山容を變ぜり。

この山の東北に當つて南北に列なる小三頭山も、その地形上大三頭山成生以前に北に開ける大カルデラの東翼を想はしむるも、なほ詳細は明かならず。

²⁾
鐘山火山群 得撫島西北側北部に位する鐘灣の東方に聳ゆる鐘山は、海拔 1221.5 m、その西側は烈しく缺壊して半圓形の大絶壁を示せども、残部は Tholoide 狀をなし、その東南側には一段低き馬蹄形山嶺をめぐらし、二重火山の狀を呈す。

³⁾
之に接してその東側には海拔 1137 m に達する海面山あり、鐘山に却つて背を向けて、東に開ける馬蹄形火口の南壁を代表するが如きも、確かむるを得ず。またこれらの兩山體の接する部分の北側にも、著るしき馬蹄形環壁をめぐらして北に開ける凹所あり、或はこれをめぐつて最古の山體を生じ、鐘山並に海面山はその南側東西兩面に生ぜるものならむか。

因に從來の地質圖によれば、これらの地域は主として火山碎屑物より成る第三紀層として記載せられ、特に火山岩の記入せらるゝは島の東北端に近く、地形圖上却つて臺地狀の部分のみなり。(未完)

1) 5 萬分一地形圖知理保以島號大三頭山圖幅(大正 4 年製版)

2) 同號鐘灣、海面山、劍崎、大三頭山各圖幅(同上)

3) Snow の所謂 Atatsuobori (Kaionon-San)(1142 m)は海面山に相當すべきか。

抄 録

礦物學及結晶學

1972. 銅藍及び輝銅礦の結晶構造 Alsén, N.

天然産銅藍及び合成 CuS をラウエ法、廻轉結晶法及粉末法によりて研究せるに六方偏形晶族に屬するものゝ如く、單位格子は $a=3.76 \text{ \AA}$, $c=16.26 \text{ \AA}$, 軸率 $=4.32$ にしてその中に CuS の 6 分子を含むも、原子座標を決定するに至らず。同様の方法にて Cu_2S を研究せるに、 $a=11.8 \text{ \AA}$, $b=27.2 \text{ \AA}$, $c=22.7 \text{ \AA}$ なる斜方格子にして、 $a:b:c=0.434:1:0.834$, 大約 $\sqrt{\frac{3}{4}}$: $1: \sqrt{\frac{2}{3}}$ となり。この中に 160 S と 320 Cu 原子とを含むと。(Geol. Förm. 53, 111~120, 1931) (高根)

1973. アルカリ角閃石の化學成分 Ber-mann, H., Larsen. E. S.

曩に Warren は X 線的研究資料より誘きたる透角閃石の結晶構造に基礎を置き次いで他の角閃石も透角閃石と構造上同一なりと云ふ考察より角閃石類の一般化學式として $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Li})_{2-3} (\text{Mg}, \text{Fe}^{\text{II}}, \text{Fe}^{\text{III}}, \text{Al}, \text{Ti})_5 (\text{Fe}^{\text{III}}, \text{Al}, \text{Si})_8 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{24}$ を與へたり。然れ共新舊百余のアルカリ角閃石の分析結果を検せるに、上記の同像的置換の限界は比較的制約せられ多數の分析は數個の特定の型式に合致する事を知れり。故に角閃石類に於ける置

換の様式を更に判然たらしむる爲めには Warren の式を次の如く修正するを可と信ず。 $(\text{Ca}, \text{Na})_2 \text{Na}_{0-1} \text{Mg}_1 (\text{Mg}, \text{Al})_4 (\text{Al}, \text{Si})_2 \text{Si}_6 \text{O}_{22} (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$ その代表として別表の 6 型を示せり。

	$(\text{Ca}, \text{Na})_2 \text{Mg}_1 (\text{Al}, \text{Si})_2 \text{O}_{22} \text{Na}_{1-0} (\text{Mg}, \text{Al})_4 \text{Si}_6 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$			
I.	Ca_2	Mg_5	Si_8	$\text{O}_{22} (\text{OH})_2$
II.	$\text{Ca}_1 \text{Na}_2 \text{Mg}_5$		Si_8	$\text{O}_{22} (\text{OH})_2$
III.	Na_3	$\text{Mg}_4 \text{Al}_1$	Si_8	$\text{O}_{22} (\text{OH})_2$
IV.	$\text{Ca}_2 \text{Na}_1$	$\text{Mg}_4 \text{Al}_1$	$(\text{Al}_2 \text{Si}_6) \text{O}_{22} (\text{OH})_2$	
V.	Na_2	$\text{Mg}_3 \text{Al}_2$	Si_8	$\text{O}_{22} (\text{OH})_2$
	Na_3	$\text{Mg}_3 \text{Al}_2$	Si_8	$\text{O}_{23} (\text{OH})_1$
	$\text{Ca}_1 \text{Na}_2$	$\text{Mg}_3 \text{Al}_2$	Si_8	O_{24}
VI.	Na_2	$\text{Mg}_1 \text{Al}_4$	Si_8	O_{24}

- I. Tremolite II. Soda-tremolite
 III. Arfvedsonite IV. Hastingsite
 V. Glauco-phane types
 VI. Glauco-phane ?

尙 Mg は Fe^{II} にて Al は Fe^{III} を以つて置換し得る外は、上記の型式の間に寧ろ Miscibility は制約せられ居る事を見る可し。(Am. Min., 16, 140~144, 1931)

(上田)

1974. 佛國 Hautes-Pyrénées.

Pierrefitte に於ける鐵閃石の産狀 Warren, H. V.

Lourdes の南 10 mile に位する Pierre-fitte 礦床にては、鐵閃石 (Grünertite) は礦体上位にある鐵閃片岩の單獨成分をなすもの、及び礦石中に針狀形をなして産するものと二様式あり。この鐵閃片岩は鏡下にては角閃片岩に類似し、又針狀鐵

閃石は炭質片岩と相伴ひ、且つ礦石中の鐵閃石は方鉛礦、閃亜鉛礦、黃銅礦、磁鐵礦、磁硫鐵礦と隨伴するも、針狀様結晶は方鉛礦と伴ふ事最も多し。比較のため五種の化學分析を示し FeSiO_3 , MnSiO_3 , MgSiO_3 , CaSiO_3 の mol % を算出せるに、本地域の鐵閃石は MnSiO_3 の量多く、 MgSiO_3 の量少なし。鐵閃石及附近の炭質片岩中の炭素が鐵閃石の生成に關係ある還元作用をなすものゝ如し。又本地域に於ける稀なる石英は炭素と磁鐵礦と相互作用して鐵閃石を作るならん、之は本地域の鐵閃石の存在する所以を説明せるものゝ如し。(Min. Mag., 22, 477~481, 1931)〔瀬戸〕

1974, 玄武岩中の輝石の結晶作用 本欄 1386 参照。

1975, 同質多像物質の各型態の結晶構造間の幾何學的關係につきて 庄司彦六。

同質多像をなす物質、鐵、コバルト、タリウム、Ce, Sn, C, NH_4Cl 及 NH_4Br , ZnS, CdS, AgJ, TiO_2 , CaCO_3 , SiC, HgS, SiO_2 につきて各型の結晶構造間の關係を考察して次の結論に到達せり。

(1) 變移が可逆的にしてその速度が相當大なる時、大なる Kohäsion を有する構造群は變移の間に一群として行動して一方より他方へ移り、且極めて小なる体積の變化を伴ふ。之等の群は平面内にあるか、Schrauben (α Quartz \rightleftharpoons β Quartz) なるかなり。(2) 變移が Enantiotropic にしてその速度が相當大なる時は、一方の Gitter の群の Kohäsion が大なる爲めに起る Deformation が變移の原因をなす。

(灰錫→白錫) (3) 上と逆の方向の變化が若し起るとするもその速度極めて小なるべし。(4) 天然に非晶体を有する物質の變移速度は小なり。(5) 次の物質の各型の間には極めて類似の構造關係あり Fe 及 NH_4Cl , Co 及 ZnS, Sn 及 TiO_2 , C 及 CaCO_3 (Z. X. 77, 381~410, 1931)〔高根〕

1976, X 線解析の結果を表示する光學的方法につきて Bragg, W. L.

顯微鏡の分解能を決定する爲めの方法として用ひたる Abbe の方法と結晶体に於る X 線の廻折現象との間の類似を説明して、前者の場合にその像の Amplitude を求める方法として Fourier 級數が成立し後者に於ても之と全く同じに Structure Amplitude を求むる Fourier 級數得られ、之を電子の分布密度の問題になすことを得、若し位相差さへ知らるゝ時は直接に結晶構造を解くことを得るも、X 線測定に於ては之を知る方法なき爲め之を Amplitude の符號の問題に還元して直接 Solve することも得れど、こゝには寫眞の方法によりて之を機械的に求むる方法を述べたり。(Z. X. 70, 475~492, 1929)〔高根〕

1977, KH_2PO_4 の定量的方法による X 線解析 West, J.

定量的 X 線解析によりて複雑なる結晶構造を解析すると共に、間接的方法なる從來の trial and error 法によりて解析されたる簡單なる化合物中結晶構造上興味ある者につきても、直接的方法なる定量的 X 線解析法によりて精査すべき時

期に達せり。

本論文は此目的を以て、原子の熱振動及 Extinction の補正を用ひて實驗値を正し、之を Fourier 級数にて處理して標題物質の結晶構造を明かにし、且第二 Extinction の係数 g の新しき求め方を示せり。解析の結果は大體 Hendrick の求めたる從來のものと一致したるもその精度は比すべくもなし、單位格子 $a=b=7.43\text{\AA}$, $c=6.97\text{\AA}$ の中に 4 分子を含み空間群は正方晶系の V_d^{12} に屬し正方体心格子よりなる。原子間距離は $P-O=1.59\text{\AA}$, $O-O=2.46\text{\AA}$, $O-O'=2.60\text{\AA}$, $K-O=2.79\text{\AA}$, $K-O'=2.81\text{\AA}$, PO_4 群の $O-O$ の最短距離は 2.54\AA にして、その間に H 原子介在す。この構造は HO_2 , PO_4 及 KO_8 なる正多面体群が Valeucy を満足する如く結合したるものと考ふことを得べしと。

(Z. X. 74, 306~332, 1930) [高根]

1978, 火山岩孔隙中の沸石に就て 本欄 1989 参照。

1979, 滿侖礦類の顯微鏡的鑑定法 本欄 1895 参照。

1980, Gehlenite の微細構造に就て Raaz, F.

Melilite 群の結晶構造を知る目的にて合成したる Gehlenite ($2CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$) につきてラウエ法、結晶振動法を用ひて研究して、その單位格子は $a=7.69\text{\AA}$, $c=5.10\text{\AA}$, $a:c=1:0.663$ にして正方單純格子よりなり、比重 $P=3.048$ を用ふる時單位格子中に $Ca_2Al_2SiO_7$ の 2 分子を含む。本結晶は正方 V_d 晶族に屬し、その屬する空間群は V_d^3 なり。各原子の

座標を決定せり、特に注意すべきは O 原子四面体の中心に Al の存在するもの二個が O 原子を共有して Al_2O_7 なる構造群を構成し得べきことなり。その決定されたる構造は Akermanite $Ca_2MgSi_2O_7$ のものと本質的に一致せり。また Melilite 群に於ける Ionen-Isomorphie の問題を結晶構造上より論議せり。(Sitz-ber. Ab. I. 139, 645~671, 1930). [高根]

1981, 炭酸曹達溶液による重晶石の分解 向井參之充。

本研究は沈降炭酸バリウムの利用の目的を以て、先づ重晶石が炭酸曹達溶液により幾許 $BaCO_3$ に變ずるやに就て行へるものなり。

即ち沈降硫酸バリウム及重晶石に 5~15 倍當量の Na_2CO_3 (0.8223 或は 3.3947 規定液) を加へ、逆流冷却器を附し 1~4 時間緩かに沸騰せしめ、かくして生じたる $BaCO_3$ 及 Na_2SO_4 の量を測定せるものなり。

其結果を見るに、重晶石は沈降炭酸バリウムに比し成績遙かに良好にして、 Na_2CO_3 の 10 倍當量を用ひたる時には 4 時間にして、略ぼ定量的 (99.90%) に分解せらる。(九州帝大工學彙報 5, 269~272, 昭和 6 年) [鶴見]

1982, ペグマタイト中の Thucolite 本欄 1900 参照。

1983, 超塩基性礦滓中のチタン礦物 本欄 1905 参照。

1984, ルーマニア産綠柱石に就て 本欄 1909 参照。

岩石學及火山學

1985, 濟州島の火山岩史 原口九萬。

本島は所謂環日本海アルカリ岩域の西南に位する火山島なれば、その地質學的位置の頗る重要なべきを説き、野外踏査及び熔岩の化學分析、顯微鏡的觀察、比重測定等の詳細なる研究の後、本島火山活動史を粗面岩、粗面質安山岩、玄武岩の三噴出時期に分てり。即ち最初に噴出せるものは珪酸量 65~60% のアルカリ粗面岩にして、恐らく花崗岩類なる基底岩を被覆して、第三紀末葉の地盤の大變動により淺海底より噴出せるならんと言へり。次に、洪積世に至り珪酸量 59~54% なる粗面質安山岩を噴出し、噴出量の多量なりしものは熔岩台地を形成せりと。最後に玄武岩の進入期に入り、熔岩の溢流と爆發の兩作用を繰返し略ぼ本島の現状に近き地形を作れり、熔岩の珪酸量は 53~44% のものにして、アルカリ量に富めるを特性とすと言ひ、又熔岩の噴出口及び爆發作用によりて成生されたる噴出丘は無数に存在せりと。之を要するに本島の母岩漿は鹽基性より酸性に漸次分化し、熔岩の噴出順序は大体に於て酸性より鹽基性に移化すと述べたり。尙十萬分一の地圖版添付しあり。(朝鮮地質調査要報 10, -1~35, 1931)[河野]

1936, 玄武岩中の輝石の結晶作用

Barth, T. F.

著者は太平洋、南アフリカ、印度デツカン高原、Cape Verde Islands, Brito-Arctic Province, Bering Sea の St., Paul 及 Pribilof

Island 等の玄武岩中の輝石に就きて分析結果と顯微鏡的觀察とより詳細に研究せるに、斑晶は一般に透輝石なる事明かにして、石基は一般に石灰の量少なき光軸角の小なる輝石なる Pigeonite なる事を確かめたり、而して著者の研究せる範圍の玄武岩中にては Pigeonite の眞の斑晶を發見せずと述べたり。火山地域の結晶作用の一般傾向は早期成生の透輝石より斜頑火石に富む輝石、及び晩期の結晶作用の斜紫蘇輝石迄の範圍を有する事明かにして、種々の玄武岩の分析結果より $MgSiO_3$, $FeSiO_3$, $CaSiO_3$ % を算出し、輝石の斑晶及石基に就きて吟味し、三角形内に記して、輝石の結晶作用の道程を知るを得、之に依れば玄武岩中の輝石は Pigeonite が最も多くして、玄武岩漿より結晶する輝石は透輝石より紫蘇輝石に至る結晶作用の規則正しき順序を示し、且つ $MgSiO_3$ の量は一定なるか、又は結晶作用中僅かに増加するに過ぎずと著者は結論せり。(Am. Min., 16, 195~208, 1931.)[瀬戸]

1937, Antrim, Scawt Hill, Co. の粗粒玄武岩と白堊との接觸現象 Tilley, C. E., Harwood H. F.

著者は白堊と粗粒玄武岩貫入の接觸に依りて生じたる岩石群を記載し、特に内成接觸帶の生成物に就きて詳論し、更に粗粒玄武岩漿に依る炭酸石灰の地方的同化作用に依りて珍らしき岩種の成生せし事を述べたり。内成接觸帶の岩種は次の如し。1. 橄欖粗粒玄武岩, 2. 輝石粗粒玄武岩, 3. 輝岩, 4. チタン輝石岩, [(a) チタ

ン輝石斜長石岩、(b)チタン輝石斜長石霞石岩、(c)チタン輝石霞石岩、)5. チタン輝石黄長石岩 [(a)霞石及び斜長石を含むもの (b) 霞石 (thomsonite) に屢々變ず、珪灰石を含み斜長石なきもの] 6. チタン輝石を欠く黄長石岩。

之を通觀するに橄欖粗粒玄武岩漿に依る石灰の同化作用は、初め輝石に富む粗粒玄武岩を形成し、最後に輝岩を構成し、更に石灰の同化作用は輝石、斜長石、霞石より成る岩石を作り、この斜長石が融蝕されて霞石、チタン輝石を含む岩石に變じ、すべて之等の岩石群は混生帯に限らる。又直接の接觸帯にては石灰を著しく吸収して黄長石を生ず、遂に凡ての斜長石は黄長石の生成に用ゐられ、黄長石、チタン輝石を主成分とする岩石を形成す。最後に珪灰石、灰チタン石、エヂリン、黄長石より成る岩石は霞石粗粒玄武岩成分中の石灰及びアルカリ岩漿の反應によりて生ず。(Min. Mag., 22, 439~468, 1931)〔瀬戸〕
1988, オランダに於ける石炭紀中の粗粒玄武岩 Tomkeiff, S.

本岩は Corle と稱する Gelderland 地域の東部に岩脈をなして發達し、灰色中粒にして、長石は主成分をなし $Ab_{46}An_{54}$ 、又褐色輝石及綠泥石を含み、間質 (Mesostasis) は纖維狀綠泥石と酸性長石とが緻密に混成す。鏡下にては綠泥質間質が多量存在して tholecite の特徴なる標式的の填間構造を示す。尙ほ蘭英獨三國の dolerite 及び tholecite の定量的礦物成分を表示して比較するに、本岩は綠泥質間質及び黄鐵礦の多量なる點を除きては、

英國の Whin Sill dolerite に類似す。而してかくの如き tholecite は Whin Sill 中には發達せざるも、Walker 氏は Scotland の石英粗粒玄武岩中に存する事を述べ、其石英粗粒玄武岩は時代及成分が Whin Sill の夫れと同一なり。即ち tholecite は Scotland 及び英國北部の第三紀岩脈によく表はれ、且つ第三紀玄武岩は一般に長石より輝石の量多きに反して石炭紀の玄武岩及び粗粒玄武岩にありては之れと反對の關係あり。之等の關係に於てオランダの粗粒玄武岩はイギリス石炭紀中のものと一致す。又獨乙のザール地域の Tholee の tholecite は玻璃質又は綠泥質間質を有して填間構造を有する玄武岩又は粗粒玄武岩と呼ぶを得。之に依れば本岩は石英粗粒玄武岩型に類似す、故に石英粗粒玄武岩漿の tholecite variety と呼ぶを得、而して Hercynian (二疊石炭紀) 末紀の地体運動は、一般に Quartz-dolerite type の岩漿の貫入に依りて生じたる火成岩活動の輪廻にて伴はれたりと想像さるゝものにして、その岩漿に就きてはオランダ粗粒玄武岩がその代表的なり (Geol. Mag., 58, 231~236, 1931. 〔瀬戸〕)

1989, Leicestershire, Croft の火成岩中に於ける沸石を以て充たせる細孔
Jones T., Langley, S.

南 Leicestershire の火成侵入岩中の長さ 8 吋、巾 5 吋の空孔中に analcime 及び chabazite を發見せり。此岩石は南 Leicestershire の三疊紀中に出づる閃綠斑岩中の最も珪酸質のものにして、analcime は一般にアルカリ性鹽基性岩に伴ひ、且

つ沸石の impregnation は下部より行はれたりとの野外観察より、この沸石の起源は特に興味ある如く見ゆと。(Geol. Mag 68, 181~182, 1931)〔河野〕

1890, ペグマタイト中の油と Thucolite 本欄 1'00 参照。

1891, Adirondack の岩漿系統 Budington, A. F.

米國紐育州 Adirondack の侵入岩は灰長岩斑瀾岩より諸種の閃長岩、花崗閃長岩型より花崗岩迄に變化す。灰長岩は深部槽に於ける重力分化とそれに従つて起る濾過分化との混合に依り成生可能なりと論じ、更に閃長質及び花崗質岩石は low fractionation の分化の後、相次ぎて侵入したる結果なりと説明せり。著者は更に Adirondack series の岩石及び他の同源岩石系統の $\text{SiO}_2\%$ に対する礦物成分變化圖式を作成して互に比較せる後、Adirondack の岩石は分化の初期及び中期の部分に於ては Pyroxene line of descent に歸せられ、中期の後部より花崗岩期に於ては Hornblende line of descent に歸せらるゝと説けり。岩漿分化は hornblendic の Sierra Nevada Series より乾質にして、Pyroxinic なる Cristiania Series より僅かに濕質なる岩漿中に於て進行せるものなるべしと。尙分化の特性として石英成生時期の比較的遲延せることも挙げたり (J. Geol. 39, 240~263, 1931)〔河野〕

1892, Channel 諸島地方の現世堆積物 本欄 1904 参照。

1893, 日本産珪藻土 本欄 1908 参照。

1894, 鐵閃石片岩に就て 本欄 1974 参照。

金屬礦床學

1895, 滿俺礦石の顯微鏡下に於ける識別法に就て Cooke, S. R. B., Howes, W., Emery, H. H.

鐵礦(主に赤鐵礦)及各種の滿俺礦石は屢々共生して産し、各礦物の識別に苦しむ事多し。著者はこれらの礦物の反射顯微鏡下に於ける識別法を研究し、就中硬滿俺礦と水滿俺礦とに就て詳論せり。この兩礦物は夫々赤鐵礦及び軟滿俺礦とは容易に區別し得るも、兩者各自を區別する事は困難なり。殊に水滿俺礦より生じたる硬滿俺礦の pseudomorph は屢々判斷を誤らしむることあり。例へば HNO_3 及 HCl に對する反應及硬度には各々特徴を有すれども、實際の場合には確實なる判斷を迷はすこと多し。其故著者はこれらの礦物を識別し得べき試薬として、 H_2SO_4 , $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{C}$ (各等量) $\text{FeSO}_4 \cdot (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$, HF 等を選び、之等を用ひて得たる結果を表にて示せり。これらの試薬の中硫酸を用ひたる場合には最も良結果を得たりと述べ、殊に滿俺礦物の pseudomorph などの場合には最も便利なりと述ぶ。(Am. Min., 16, 209~212, 1931)〔中野〕

1896, 瑞西 Binnental, Lengenbach 礦床の礦石に就て Giesca, D.

礦石の研磨面を作り、反射顯微鏡の下にて、偏向光線を用ひて觀察し、或はまた sodium hypochlorite によりて腐蝕試験を行ひて、礦石中に存在する種々の sulpho-arsenite minerals を區別せり。其の主なる

ものは jordanite, lengenbachite, dufrenoy-site, rathite, liveingite, baumhauerite, sartorite, hutchinsonite, binnite, seligmannite 等にして、之等の礦物は交代作用によりて屢々共生し、交代礦物は被交代礦に比して次第に砒素、銀及タリウムの含量を増加せしむ。(Schweiz, Min. Petr. Mitt., 10, 152~177, 1930)〔中野〕

1897, 南米コロンビア國 Titiribi の金銀礦床に就て Hoffmann, F.

初めにこの地方の地理、地形、地質學的記載をなし、次で礦床の形態、礦床中に現出する金屬礦石及び脈石等に就て詳述せるものにして、金屬礦石としては黃鐵礦、硫砒鐵礦、閃亜鉛礦、方鉛礦、bournonit, 黃銅礦、jamesonit, fahlerz, 輝安礦、輝銀礦等にして、金銀は共に黃鐵礦、硫砒鐵礦、閃亜鉛礦、方鉛礦、石英等の中に含まる。脈石の主なるものは石英、方解石、白雲石等なり。

著者はこれらの金屬礦石及脈石を顯微鏡下に檢して、その各々につきて詳述す。今ここに其中の閃亜鉛礦に關するものを紹介すれば、この閃亜鉛礦の中には無數の黃銅礦微粒を包含するものありて、かるゝ黃銅礦の微粒は深さの増すに従ひて増加し、これら兩礦物の共生關係は下部の比較的高溫の所にて成形され、從つて閃亜鉛礦は高溫度に於てのみ CuS と FeS との固溶体を形成するものと考へられ、夫故上部に於ては黃銅礦は獨立の grain として出で又閃亜鉛礦中に微粒としては存在せずと考へられしが、著者の觀察にては或る場合には黃銅礦微粒を包含する

閃亜鉛礦と、之を全く含まざる閃亜鉛礦とが互ひに相接して現出する事ありて、これらは明らかに二種の閃亜鉛礦のあることを示すものなりと云ふ。この微粒黃銅礦は主として閃亜鉛礦の周邊に集まりもし閃亜鉛礦中に石英の結晶又は bournonit などある場合、特にそれらの礦物の周圍を圍繞し、決して閃亜鉛礦の中心部には見られず、著者はこれらを單なる交代作用によるものとは考へられずと云ふ。Freiberg 氏はこの關係にある黃銅礦を一種の emulsion と考へ、之が局部的の動力變質によりて其周邊に集合せしものならむと云ふも、著者はなほ疑問とし、これらの schwelmetallosungen の colloidal behaviour に就ては未だ確實なる論據もなき故、之等の現象を gel of entmischung として論ずることはなほ確實性に乏しと稱す。この礦床の形成は著者の見解にては、假令其所に硫砒鐵礦等が存在するにも係はず比較的低溫度にて形成せられたるものと考へ、この兩礦物の共生に關してはなほ幾多の研究の餘地あることを述ぶ。(Z. Prakt. Geol., 39, 1~13, 1931)〔中野〕

1898, Württemberg の繩狀鐵礦に就て, Ehmann, E. A.

この鐵礦は石灰岩中に胚胎し、著者はその成因を究めむため礦床を胚胎せる石灰岩と礦石とを分析して兩者中の iodine の量を求めて比較せしに、White Jura の石灰岩は Muschelkalk 石灰岩よりも iodine の量は遙かに多く、同時に又前者に伴へる礦石中の iodine は後者に伴へる礦石

中の者よりも多量なることを見出せり。
(Chem. Erde, 6, 117~142, 1930) [中野]

1899, 南阿 Rand の金礦床に就て (I.)
礫岩層に就て Graton, L. C.,

南亞の Witwatersland 金産地は世界に於ける著名なる一大産金地にして、礦床は地下 7640 ft. に迄及ぶ世界最深のものなり。この礦床の origin を極むることは礦山の將來を卜する唯一の重大性をもつものにして、この論文は金の本源が砂礫なりと云ふ從來の説と異なり、寧ろ epigenetic origin のものなりと唱へ、嘗て金は syngenetic accumulation にて集中されたりと云ふその礫岩層の origin を追究して、そこには syngenetic deposit たるべき何等の確證をも見る能はず、寧ろ著者は金が hydrothermal origin の epigenetic deposit なるべきことを主張して、それを胚胎するこの礫岩層に就きて詳細なる研究を行へり。(Econ. Geol., 25, Supplement No. 3. 1~185, 1930) [中野]

石油礦床學

1900, ペグマタイト脈中の油と Thucolite Spence, N. S.

Thucolite は Besner 礦山附近のペグマタイト岩脈中に正方形の結晶或は塊狀をなして産出す。この結晶は uraninite の假晶と思はるゝものにして、4 の硬度、1.57 の比重を有するものなり。其分析結果は次の如し。 $-H_2O$, 2.00, 炭化水素 20.19, 固定素炭 50.82, 灰分 26.86%, 計 99.87% 其灰分は著しき放射能を有す。油はこの脈を横ぎる 2 つの fracture zone に發見せ

らる。之等の瀝青物はペグマタイトの初生礦物にあらずして、ペグマタイトの later stage に侵入せる油から生成せるものなり。(Am. Min., 15, 499~520, 1930) [八木]

1901, Alberta 東部山麓地方の石油探礦 Hume, G. S.

當地方には平行せる數條の層向斷層ありて、地表にては何れも 65° ~ 75° の急傾斜なれども 地下深所に於ては約 20° の緩傾斜をなし、且つ古生層の下部に白堊紀層が存在す。即ち當地方は略平行する數條の衝上斷層が存在する廣汎なる衝上構造地帯なり。而してこの著しき褶曲作用により斷層と相平行する 5 つの主なる背斜構造が形成せらるゝものなり。之等の構造はガリシャの Polish Carpathian の産油帶構造と類似するものなり。以上の 5 つの背斜構造には産油するものあり又石油鹽水等が存在し、産油地帯として充分なるものなり。當地方の地帯構造より、石油は之等の主なる背斜構造の他に地層の錯雜せる多くの部分にも廣き分布を有するものと推定せらる。(Econ. Geol., 16, 258~273, 1931) [八木]

1902, 石油中の脂肪酸 Holzmann, E., Pilat, St.

資料として Boryslaw 石油の減壓油蒸餾液を使用し 稀薄苛性曹達及硫酸を使用してナフテン酸及フェノールを分離せり。次にこの兩酸の混合液を減壓蒸餾し油分とフェノールを完全に分離し、冷却及アルコールに依る結晶法によりて石油酸を分離せり。其の殘物をアセトンで以

て結晶せしめ融解點 70.5°C を有する白色結晶を得たり。この結晶は其の融解點が Arachinsäure に略一致し、元素分析の結果は $\text{C} \dots 76.95\%$, $\text{H} \dots 12.91\%$ にして $\text{C}_{23}\text{H}_{40}\text{O}_2$ なる化學成分を有する事となり、Arachinsäure なる脂肪酸なり。(Brennstoff-Chem., 12, 41~42, 1931)〔八木〕

1903, Cap-rock に就いて Brown, L. S.

本論文は Freeport sulphur Co. が所々の岩鹽圓頂丘にて採取せる Cap-rock の薄片 150 に就きて研究せる結果なり。一般に Cap-rock の最下部は無水石膏層の塊状のものにして、其上部は細粒の石灰岩に急移する事あり、又石膏層に變移す。而して或る場合には石灰岩或は石膏層中に特に硫黄の集中する事あるも、其上方に集中する事が極めて稀なり。研究せる結果を綜合するに次の結論に到達せり。

(1) 岩鹽圓頂丘構造は下部より大なる壓力のものに於て岩鹽塊と Cap-rock とが混入せるものなり。(2) 無水石膏は海底の初生礦物なり。(3) 方解石層は炭酸瓦斯を多量に含有する循環水に因りて生成せられたる二次的生成物なり。(4) 石膏は前者より少量の炭酸瓦斯を含有する循環水に因る二次的のものなり。(5) 硫黄の大部分は無水石膏と同様に初生的礦物なり。(6) 石油による無水石膏の還元は認め得る事あり又然らざる事あり。(B. Am. A. Petr. Geol., 15, 509~530, 1931)〔八木〕

1904, 加州 Channel Islands 地方の現世堆積物の研究 Trask, P. D.

當地方の現世堆積物の機械的分析結果に依れば其粒の大きさは海底地形に左右せらるゝ事大にして、細粒堆積物は basin に多し。而して堆積物の粒の大小は海岸の距離よりも、海底の地形に依る影響大なるものなり。堆積物中の炭酸カルシウム含有量は場所に依り種々なる變化を示すも、一般的には淺海のものは depression のものより小にして、最大含有量は 16% に達せり。有機物含有量も亦海底の地形に依りて變化し、Santa Cruz basin の堆積物に於ては 1~7% にして、depression に於けるものは一般に大なり。炭素窒素の比は約 8.4 にして、堆積物中の有機含量は $\text{N} \times 14$ に依りて概算し得らるゝものなり。窒素含有量に就きて地質時代のものと現世堆積物とを比するに、一般に前者は後者より小にして約半分に相當す。(Econ. Geol., 26 24~43, 1931)〔八木〕

窯業原料礦物

1905, 超鹽基性礦滓中のチタン礦物 Carstens, C. W.

含チタン礬土礦滓及アルミナセメント燒塊中には黃褐色乃至無色の枝狀チタン礦物あり。曩に著者は本結晶を Titanmonoxide (TiO) として報告せり。然るに其後の合成的研究によりて Perowskite と決定し得べきことに成功せり。一方礦滓を曹達及鹽酸を以て長時間處理すれば黃褐色針狀の不溶殘渣を得べく、その化學分析の結果は SiO_2 1.67, TiO_2 37.73, Al_2O_3 22.57, CaO 39.23 なり。礦滓の主成礦物たる CaO , Al_2O_3 及び Gehlenite

($2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$) を算出除外すればチタン礦物は亦 Perowskite に一致せり。同殘渣の X 線粉末寫眞によれば等軸品にして、その稜長は $a=3.795 \pm 0.005 \text{ \AA}$ にして天然產 Perowskite に就て得たる値と一致せり。従て TiO は未だ礦滓中に知られず。(Z. K., 77, 405~505, 1931) (吉木)

1906. セメント試験用日本標準砂 松浦二郎。

本邦標準砂は福島縣相馬郡金房村に産し、上部第三紀層に屬する石英砂層より供給せらる。採取地に於ては平均厚さ60尺に達し、埋藏量頗る豊富なり。粗粒質石英砂の大部分は硝子原料として篩別け殘余より標準砂を製す。その粒度は 1cm^2 に付き64孔篩を通過し、且144孔篩上に殘留するものにして、90~95%以上を示す。該砂を鏡下に檢するに角稜性粒子は少く、大部分は丸味ある石英粒より成り、其量75%を占め、外に石英聚合粒約22%あり。モルタル試験前後に於ける各粒群を檢鏡するに一部粒子の破壊或は龜裂を見るも、強度には影響なし。次に米、獨、英、佛、瑞各國の標準砂と比較研究を行ひたる結果によれば日本砂は品質上遜色なきを認めたり。(淺野セメント報告'1, 1~17, 昭6) (吉木)

1907. 珪酸鹽中の水の測定 Dittler, E., Hueber, H.

珪酸鹽中に存する少量の水の檢出定量には特別の方法を要す。構造水を逐出するためには往々高温を要するが故に F 又は CO_2 等の揮發成分も發散し、且つ FeO の

存在により影響せらる。又高温に於ては水は珪酸鹽中の成分によつて分解せらるべし。著者等の方法によれば水を高温に於て逐出し α -naphthyl-oxychlorophosphene $\text{C}_{10}\text{H}_7\text{POCl}_2$ に吸収せしむ。然る時は H_2O は分解されて HCl を生ず。この酸を NaOH 液にて滴定するなり。本法は少量の水を含む試料に對し適當せるのみならず、その精確度は吸收秤量法によるよりも遙かに大なり。(Z. anorg. Chem., 195, 41~59, 1931) (吉木)

1908. 日本産珪藻土 丹野恒治、小田切政信。

著者等の研究は糖汁濾過劑を目的とするも、第一報は本邦産珪藻土自体の研究にして、組成狀態、セルの構造、化學成分等を米國産と比較せり。供試珪藻土は北海道北見、青森縣七戸、宮城縣刈田、新潟縣長岡及佐渡、石川縣能登、岡山縣美作、大分縣戸次、朝鮮慶尙北道産の2種とす。一般に有色にして黄、褐、赤、白色を呈し、手觸り硬く、膨味少し。1立の重量は概して過大にして長岡産最大を示す。顯微鏡下の組成狀態は1200或は1800倍に擴大比較し、多數の寫眞を掲ぐ。佐渡及能登産は他の日本産に例を見ざる圓形蜂巢狀構造のセルを有し、米國産に類似す。化學分析の結果によれば本邦産には珪酸含量90%を超ゆるものなく、概して不純なり。詳細なる分析表あり。(工化, 34, 443~451, 昭6) (吉木)

1909. Teregoa 産綠柱石の新發見

Dittler, E., Kirnbauer, F.

Rumania, Teregoa 附近の結晶片岩中

には2條のペグマタイト脈ありて長石を掘出せり。本岩脈は主として微斜長石パ1サイトより成るも、脈の内部に於ては石英との文象構造を見る。副成分礦物には白雲母、電氣石多く、少量の柘榴石、綠柱石、磷灰石を含む。然るに綠柱石は往々巨大なる單獨六角柱狀晶をなし、直徑30 cm, 8 kg に達するもの發見せらる。化學成分は SiO_2 64.50, Al_2O_3 18.75, Fe_2O_3 0.81, BeO 12.60, CaO 0.48, MgO 1.03, K_2O 0.49, Na_2O 1.41, H_2O 0.37, 合計 100.44 にして、3 $\text{BeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ に該當す。因に現在のベリル使用工業に於ては BeO 8~10% 礦を處理しつつあり。(Z. prakt. Geol, 39, 49~56, 1931)

〔吉木〕

石 炭

1908, 肥料としての石炭の利用 Liesk, R.

褐炭の肥料としての價值を植物學的に研究せるものなり。即ち液狀純正培養基或は寒天利用の同培養基中に褐炭或は褐炭+アンモニヤを加へ水棲植物の成育狀態を觀察し、又は砂に上述の褐炭或は褐炭+アンモニヤを加へたるものに發芽した15の Höferkörnern を植ゑその生育狀態を比較せるものなり。かくて褐炭粉の適量は植物の生育を促すものなるを確めたり。(Brennstoff-Chem., 12, 81~85, 1931)〔鶴見〕

1911, 層狀炭の諸成分の燃焼 Moor, B.

本報は固体燃料の酸化に對して著者の行へる研究の第5編にして、燃焼速度或は發熱量測定の目的にて考案せる裝置に

て、層狀4成分炭の燃焼中に於ける發熱狀態を測定せる結果を挙げたり。

即ち從來研究されたる下記4成分炭の性質上の關係を述べ、次で上述の測定に於て時間-溫度曲線の表す意義を説明し、Vitrain, Clarain, Durain 及 Fusain の時間-溫度曲線の測定結果に就て論ぜり

著者の結論中4成分炭相互の關係に就て挙げられたるものは次の如し。

自然發熱の傾向は Vitrain, Clarain, Durain Fusain の順序にて減少し、燃焼溫度は Vitrain, Fusain, Clarain, Durain の順に、燃焼容量 (Combustible Capacities) は Durain, Fusain, Clarain, Vitrain の順に下降或は減少す。(Fuel, 10, 205~211, 1931)〔鶴見〕

1912, 石炭瀝青の性質 Stadnikow, G., Wähmer, G.

Fischer, Glund 兩氏の研究に依ればソクシレット裝置にて抽出せる石炭を更に $250\sim 260^\circ\text{C}$ にて高壓抽出すれば再び瀝青質を溶出して所謂瀝青bを生ず。而して泥炭に於ては 200°C に於て分解を始むるものなるが故に、 250°C にて高壓抽出により溶出せる瀝青bは大部分分解成生物なり。又褐炭に於ても同様の理由に基き瀝青bは明かに分解成生物の一部を含む。石炭類に於ては 250°C にて未だ殆んど分解を來さずと雖も不溶解性の瀝青が可溶性に變化せる程度の變質を $250\sim 260^\circ\text{C}$ にて考へざるべからず。著者の實驗室に於ける研究結果によれば、石炭類即ち Sapropelite 及 Sapropelite と腐植炭の混合炭はソクシレットにて抽出さる

△所謂瀝青 a の他に有機酸の鹽類を含有す。著者は瀝青 b を溶出する爲に行へる高壓抽出に際して、此鹽類が分解し飽和、不飽和兩様の炭化水素及ケトンを生じベンゼンに可溶となるものと推定せり。但し遊離の Carboxyl は分解せざるものとす。此假説を確むる爲に、瀝青 a を除去せる石炭を鹽酸にて處理し、豫め上述の有機鹽類を分解し抽出して生じたる物質を瀝青 c と名付け、他に瀝青 b をも分離し、a, b, c 各瀝青の熔融點、酸數、鹼化數及沃度數を定め炭素及水素の含有量を測定せるに、大体に於て満足なる結果を収めたり。猶ほ b, c 兩種の瀝青間の關係に就ては特に詳論する所あり。(Brennstoff-Chem., 12, 23~25, 1931)〔鶴見〕

1913. 石炭の膨脹壓測定 Nedelmann, H.

骸炭爐中に於ける石炭の變化は Damm 及 Hofmeister の研究にて略明となれり。而して石炭の骸炭化に對して最も重要な性質は粘結性、膨脹壓 (Triebdruck) 及凝結 (Schwindung) の三性質なり。

此内粘結性に關しては Meulice の所謂微砂混合法あれども、膨脹壓及凝結性に關しては膨脹現象を充分代表すべきその測定方法なし。著者は膨脹壓及凝結性測定方法の制定に就て注意すべき事項を挙げ、Hofmeister の膨脹壓測定法及同氏の Heuser の提唱により改良せる方法の欠點と認むべき點を指摘し、その欠點を少からしむるが爲に壓力の中繼 (Druckübertragung) に水壓を利用せる新方法を記載せり。本法は大体 Kopper の方法を

模したるものにて、全くの新方法に非ずと雖も、甚だ良好なる成績を得たり。

Brennstoff-Chem., 12, 47~43, 1931)

〔鶴見〕

參考科學

1914. 丹那地震後に於ける水準の變化 陸地測量部。

昨年 11 月 26 日伊豆半島の北部に大地震ありて後、同地方の水準を測量し、之を關東大地震以後に測定せるものと比較せるに、そのうち藤澤與津間東西線に沿ふ變化。(大正 13 年 9 月乃至 14 年 5 月と昭和 5 年 12 月乃至 6 年 1 月の比較)次の如し。藤澤以西平塚大磯と漸次沈下し、國府津の西の吾妻村にて -40.8 mm に達すれども、それ以西にては次第に沈下の程度を減じ、小田原以西熱海までは次第に上昇し、熱海の交 52 號にて 92.1 mm の上昇を見、その西方に當る熱海峠の東側にては 101.4 mm の上昇を見る。然るに峠を西に越えれば急に低下し、輕井澤にては -132.8 mm, その一つ西に於ては -197.8 mm の烈しき低下を見るに至る。然るにそれより以西に於ては再び沈降の度を減じ、函南村と中郷村の界附近は却て 36.1 mm の上昇となり、三島町に於て再び 10.6 mm の小沈降を見る外は、却つて多少の上昇を來し、沼津の東の大岡村にて 19.5 mm, それ以西は次第に變化の度を減じ、富士川村以西は却つて微弱なる沈降を來せり。(一等水準點檢測成果蒐録)昭和 6 年 6 月)〔渡邊萬〕